



Universidade de Aveiro Departamento de Geociências
2006

**Alexandra Maria
Silvestre Coelho**

**Depósitos de caulino associados a faixas de
fracturação: geologia, morfotectónica e georrecurso**



Universidade de Aveiro Departamento de Geociências
2006

**Alexandra Maria
Silvestre Coelho**

**Depósitos de caulino associados a faixas de
fracturação: geologia, morfotectónica e georrecurso**

Dissertação apresentada à Universidade de Aveiro para cumprimento dos requisitos necessários à obtenção do grau de Mestre em Minerais e Rochas Industriais (Área de Georrecursos), realizada sob a orientação científica do Doutor Helder I. Chaminé, Professor Coordenador do Departamento de Engenharia Geotécnica do Instituto Superior de Engenharia do Porto e investigador no Centro de Minerais Industriais e Argilas da Universidade de Aveiro e do Doutor Fernando T. Rocha, Professor Catedrático do Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro

o júri

presidente

Doutor Eduardo Anselmo Ferreira da Silva
Professor Catedrático da Universidade de Aveiro

Doutor Fernando Joaquim Fernandes Tavares Rocha
Professor Catedrático da Universidade de Aveiro

Doutor Luís Carlos Gama Pereira
Professor Associado com Agregação da Faculdade de Ciências e Tecnologia da Universidade de Coimbra

Doutor Helder Gil Iglésias de Oliveira Chaminé
Professor Coordenador do Instituto Superior de Engenharia do Porto do Instituto Politécnico do Porto

agradecimentos

Este trabalho nunca teria sido possível concretizar sem o apoio de várias pessoas; deste forma gostaria de expressar o meu agradecimento:

- Ao meus orientadores, Doutor F. T. Rocha e Doutor H. I. Chaminé, por terem acedido a orientar esta tese; queria ainda expressar um agradecimento muito especial ao doutor H. I. Chaminé pela proposta deste desafio e por todo o apoio e disponibilidade demonstrados ao longo de todo este percurso;
- Ao Dr. A. Alberto Gomes, do Dep. de Geografia da FLUP por todos ensinamentos na área da geomorfologia, pelas discussões e trocas de impressões clarificadoras acerca deste tema e, claro, pelo apoio na realização de todos os mapas e análise crítica do manuscrito;
- À Dr^a. M^a José Afonso pela leitura crítica do manuscrito;
- Ao amigo e colega José Teixeira pelo companheirismo e apoio demonstrados durante este período; além disso, queria também agradecer o ensinamento, numa fase inicial deste projecto, das técnicas de cartografia assistida por computador;
- À minha mãe pela paciência nos momentos menos bons deste período.

Este trabalho recebeu apoio parcial do projecto GROUNDURBAN (POCTI/CTE-GIN/59081/2004).

palavras-chave

Caulino, alteração hidrotermal, lineamentos e nós tectónicos, geotectónica, georrecursos, faixa metamórfica de Porto–Albergaria-a-Velha

resumo

Este trabalho sintetiza o conhecimento das principais ocorrências de depósitos de caulino localizados próximo à faixa Atlântica do NW de Portugal e da Galiza, nomeadamente ao longo da faixa metamórfica de Porto–Albergaria-a-Velha. Para tal, apresenta-se uma visão geodinâmica do quadro geológico e geomorfológico estrutural responsável pelo controlo tectónico destas ocorrências de modo a estabelecer eventuais indicadores de prospecção deste georrecurso na região. O caulino foi um dos georrecursos explorados e manipulados pela Humanidade desde tempos imemoriais. Desde o extremo oriente até à Europa, passando por países do continente americano este georrecurso pôde ser prospectado, explorado e utilizado para benefício do Homem. A observação de um mapa de recursos geológicos da Península Ibérica, permite constatar a existência prolífera de depósitos de caulino por todo o território Ibérico. No entanto, se atendermos a uma análise mais minuciosa, é possível observar que na região NW Peninsular, este georrecurso se encontra bem distribuído, coincidindo com alinhamentos estruturais bem definidos. A génese destes depósitos está dependente de diversos constrangimentos, nomeadamente das condições litológicas, estruturais e morfológicas. Foi desenvolvida, aplicando uma abordagem multidisciplinar, uma sistematização dos depósitos de caulino de natureza residual existentes a Sul da cidade do Porto e nas imediações a Norte de Aveiro. Analisaram-se os depósitos com origem na alteração hidrotermal de rochas granitóides e gnaisses presentes no bordo NW Peninsular do soco cristalino ante-Mesozóico. Este recurso geológico relaciona-se do ponto de vista estrutural com faixas intensamente tectonizadas, seguindo corredores tectónicos bem definidos (NNW-SSE e NE-SW), associadas à faixa de cisalhamento de Porto – Albergaria-a-Velha. Os dados obtidos através da fotointerpretação (realizada a várias escalas), bem como a análise da cartografia geológica publicada ou a realização de cartografia de terreno, permitiram observar que os depósitos estudados se situam em locais que se podem relacionar entre si. Todos os depósitos analisados se enquadram num contexto geológico e geomorfológico idêntico, ou seja, estão todos implantados a cotas máximas de 250m, em terrenos graníticos ou gnáissicos, nos quais são frequentes nós tectónicos e alinhamentos de bandas de fracturação, com direcções específicas. Desta forma, pode afirmar-se que a associação de todos estes factores promoveu a formação deste georrecurso, num estágio inicial por acção hidrotermal profunda e, numa fase posterior, através da alteração contínua originada pela acção de geofluidos de natureza meteórica.

keywords

Kaolin, hydrothermal alteration, tectonic lineaments and nodds, geotectonics, georesources, Porto-Albergaria-a-Velha metamorphic belt

abstract

This work synthesizes the present knowledge of the main occurrences of the kaolin deposits located near the NW of Portugal and Galiza Atlantic shoreline, namely throughout the Porto-Albergaria-a-Velha metamorphic belt. A geodynamic insight of the geotectonical and morphostructural control of the several outcropping kaolin deposits is presented in order to establish possible exploration guidelines of the georesources. Kaolin deposits were one of the earth resources exploited by Humankind since immemorial times, all over the world. The observation a geological resources map of the Iberian Peninsula, testifies that kaolin deposits exist all over the territory. Nevertheless, one may conclude that along the NW Iberia this georesource is well diffused, being fitted with major tectonic lineaments. The genesis of these deposits is dependent on several constraints, namely lithology, tectonic and morphology. A multidisciplinary approach was applied to the systematization of residual kaolin deposits located on the South of Porto city, as well on the vicinities of Aveiro region. All the deposits that resulted from the hydrothermal alteration of granitic and gneissic rocks, located along the ante-Mesozoic crystalline bedrock of the NW Iberia, were analysed. This georesource is structurally related to high deformed metamorphic belts, following specific tectonic corridors (NNW-SSE and NE-SW), related with the Porto–Albergaria-a-Velha shear zone. The data obtained by photo-interpretation (at several scales) as well as the analysis of field geological aspects, allowed us to conclude that all the studied deposits were related, even if they weren't geographically close to each other. All the studied deposits are located in a similar geological and geomorphological context. The deposits are established at a maximum altitude of 250m, on granitic or gneissic substratum, in which are frequent tectonic nodes and shear zones. This way, we may conclude that the association of the geotectonical, geomorphological and mineralogical factors were responsible for the kaolin deposits formation, in a first stage by a hydrothermal action and afterwards through a continuous alteration originated by the action of meteoric geofluids.

Índice Geral

1.Introdução Geral	1
2.Objectivos	5
3.Material e métodos	9
4.Depósitos de caulino	15
4.1. Considerações iniciais	16
4.2. Cristaloquímica da caulinite	17
4.3. Génese	20
4.3.1. Depósitos de Caulino Primário	22
4.3.1.1. Mecanismos de alteração dos depósitos Primários de Caulino	23
4.3.2. Depósitos de Caulino sedimentar	25
4.4. Zonas de cisalhamento e faixas de fracturação	26
5. Os depósitos de caulino da faixa metamórfica de Porto-Albergaria-a-Velha	33
5.1. Enquadramento Peninsular dos depósitos de caulino em estudo	34
5.2. Traços gerais da fracturação tardi-Varisca e Alpina	37
5.3. Enquadramento geológico regional	41
5.4. Síntese bibliográfica dos trabalhos prévios	46
5.5. Enquadramento geográfico e geomorfológico da área em estudo	51
5.6. Localização dos depósitos: síntese bibliográfica	53
6. Depósitos de caulino da região entre Gaia e Ovar: os casos de estudo	61
6.1. Considerações iniciais	62
6.2. Os casos de estudo: estratégia da investigação adoptada	64
6.3. Grupo de S. Vicente de Pereira Jusã	65
6.3.1. Localização	66

6.3.2. Morfologia	67
6.3.3. Litologia	70
6.3.4. Génese	74
6.3.5. Fracturação	75
6.3.6. Síntese	78
6.4. Grupo do Bustelo	79
6.4.1. Localização	79
6.4.2. Morfologia	80
6.4.3. Litologia	85
6.4.4 Génese	89
6.4.5. Fracturação	89
6.4.6. Síntese	92
6.5. Grupo de Telheira	93
6.5.1. Localização	93
6.5.2. Morfologia	93
6.5.3. Litologia	94
6.5.4. Génese	96
6.5.5. Fracturação	97
6.5.6. Síntese	97
6.6. Discussão conclusiva	99
7. Conclusões	105
8. Referências bibliográficas	107

Índice de Figuras

Figura 1- Esquematisação das fases do estudo dos depósitos de caulino associados a faixas de cisalhamento e fracturação no NW português.	7
Figura 2- Exemplo de abordagem faseada no estudo dos materiais de natureza argilosa (adaptado de Meunier, 2005).	10
Figura 3- Reprodução de um antigo esboço de exploração na região de Kauling, China (Chen et al., 1997).	16
Figura 4- Estrutura básica da caulinite (adaptado de Klein & Hurlbut, 1999).	17
Figura 5- Camadas básicas da estrutura da caulinite (adaptado de Grim, 1962).	18
Figura 6- Estrutura básica dos filossilicatos dioctaédricos, 1:1 (Meunier, 2005).	19
Figura 7- Morfologia típica de um cristal de caulinite, em “booklet” (adaptado de Meunier, 2005).	19
Figura 8- Esquema da diversidade de argilas e ambiente de diagénese (adaptado de Meunier, 2005).	20
Figura 9- Corte transversal de frente de exploração de um depósito de caulino na Cornualha, evidenciando estrutura em “funil” (adaptado de Kaolin - Mineral Planning Factsheet, 2006). ..	25
Figura 10- Perfil longitudinal, conceptual de uma zona de falha e os regimes de deformação associados (adaptado de Rutter <i>et al.</i> , 2001 e de Handy <i>et al.</i> , 2001).	27
Figura 11- Ocorrências de caulino na Península Ibérica (adaptado de Mapa Minero de España (1988) e de Velho <i>et al.</i> (1998); base geológica: Carta Geológica da Península Ibérica, escala 1:5000000, http://usuarios.lycos.es/aepect/geo-iberia/figuras/mapa-iberia.htm).	34
Figura 12 - Reprodução da cartografia dos depósitos de caulino da Galiza e Astúrias (Ferreira <i>et al.</i> , 1946).	35
Figura 13- Ocorrências de Caulino em Portugal (adaptado de Velho <i>et al.</i> , 1998).	36
Figura 14- Enquadramento regional da faixa de cisalhamento de Porto-Coimbra-Tomar no contexto do Maciço Ibérico (adaptado de Ribeiro <i>et al.</i> , 1990a). [Zonação geotectónica baseada em Lotze, 1945 e Julivert et al., 1974: ZCI – Zona Centro-Ibérica; ZOM – Zona de Ossa-Morena; ZSP – Zona Sul Portuguesa].	37
Figura 15- Sistemas de fracturas tardi-variscas do Maciço Ibérico. A) Mapa com os principais sistemas de fracturas tardi-variscas do MI e diagramas de rosetas dos grandes alinhamentos estruturais do NW de Portugal (adaptado de Arthaud & Matte, 1975); B) Esquemas interpretativos dos movimentos da fracturação tardi-varisca: i) sistema conjugado NW-SE; ii) sistema conjugado NNE-SSW associado ao NE-SW (adaptado de Parga, 1969).	40
Figura 16- Enquadramento geológico regional da faixa de cisalhamento de Porto-Coimbra-Tomar, no sector de Vila de Conde-Espinho-Albergaria-a-Velha (Sector Norte do Rio Douro: adaptado de Pereira et al., 1989; Sector Sul do Rio Douro: adaptado de Chaminé, 2000; Chaminé <i>et al.</i> , 2003a, 2004).	42
Figura 17- Reprodução do esboço da geologia da área compreendida entre a cidade do Porto e Esposende, segundo Sharpe (1849).	47
Figura 18- Esboço geológico da região de Oliveira de Azeméis (Soares de Carvalho, 1944).	48
Figura 19- Reprodução do esboço geológico de parte da faixa metamórfica do litoral a sul de Espinho (Mesquita, 1952).	49

Figura 20– <i>Modelo Digital de Terreno da área compreendida entre a região do Porto e Ovar (gerado com o programa “Golden Software Surfer (Surface Mapping System) version 8.0” a partir das cartas topográficas à escala 1/50.000).</i>	52
Figura 21- Principais ocorrências de caulino no NW de Portugal (adaptado de Velho <i>et al.</i> , 1998).	54
Figura 22- Aspecto do depósito de S. Vicente de Pereira Jusã, à altura em plena laboração (reprodução de Pereira, 1944).	56
Figura 23- Aspecto do Barreiro da Telheira, V. N. de Gaia (Ribeiro <i>et al.</i> , 1943).	57
Figura 24- Esboço geológico da faixa metamórfica de Porto-Albergaria-a-Velha, com as ocorrências de caulino (base geológica adaptada de Chaminé, 2000).	63
Figura 25- Aspecto da frente sul da exploração do depósito de S. Vicente de Pereira Jusã.	65
Figura 26- Aspecto da frente norte da exploração do depósito de S. Vicente de Pereira Jusã....	66
Figura 27- Localização do depósito de S. Vicente de Pereira Jusã (base topográfica: Carta Militar de Portugal, 153- Ovar, à escala 1/25.000, do Instituto Geográfico do Exército).	67
Figura 28 – Mapa hipsométrico da área do Grupo de S. Vicente de Pereira Jusã.....	68
Figura 29– Esboço geomorfológico da área do grupo de S. Vicente de Pereira Jusã.....	69
Figura 30– Aspecto do cortejo filoniano, denominado “greisen”, existente no depósito de S. Vicente de Pereira Jusã.....	71
Figura 31- Aspecto do contacto entre a os metassedimentos e o corpo granítico.....	71
Figura 32- Esboço geológico-estrutural da área do Grupo de S. Vicente de Pereira Jusã (base geológica adaptada e reinterpretada de Teixeira & Assunção, 1963; Barbosa, 1983-85; Chaminé, 2000).	73
Figura 33- Diagrama de Rosetas representativo das direcções evidenciadas pela fracturação	75
Figura 34 Painel estrutural de campo relativo ao depósito de S. Vicente de Pereira Jusã.....	77
Figura 35- Localização do depósito de Bustelo (base topográfica: Carta Militar de Portugal.....	79
Figura 36- Localização do depósito de Macieira de Sarnes (base topográfica: Carta Militar de Portugal 154- S. João da Madeira, à escala 1/25.000, do Instituto Geográfico do Exército).....	80
Figura 37- Mapa hipsométrico da área do depósito de Bustelo, do Grupo do Bustelo.	81
Figura 38- Aspecto do depósito de caulino do Bustelo, frente Norte.	82
Figura 39- Esboço geomorfológico da área do depósito de Bustelo, do Grupo do Bustelo.	82
Figura 40- Aspecto do depósito de Macieira de Sarnes.	83
Figura 41- Mapa hipsométrico da área do depósito de Macieira de Sarnes, do Grupo do Bustelo.	83
Figura 42- Esboço geomorfológico da área do depósito de Macieira de Sarnes, pertencente ao Grupo do Bustelo.	84
Figura 43- Aspecto de filão de quartzo, com orientação média N20°W, no depósito do Bustelo.	85
Figura 44- Enquadramento geológico local da área da exploração de caulino de Bustelo (base geológica reinterpretada de Chaminé, 2000). Diagrama de rosetas: n= 51 lineamentos tectónicos; segundo Coelho <i>et al.</i> (2006).....	86

Figura 45- Esboço geológico da área do Grupo de Bustelo (base geológica adaptada de Pereira <i>et al.</i> , 1980; Barbosa, 1983-85; Chaminé, 2000).....	88
Figura 46- Diagrama de Rosetas representativo das direcções evidenciadas pela fracturação na região de Macieira de Sarnes e Bustelo.	90
Figura 47- Painel estrutural de campo relativo ao depósito de Bustelo.....	91
Figura 48- Localização do depósito da Telheira (extraído do site Google Earth: http://earth.google.com).....	93
Figura 49- Mapa hipsométrico da Telheira.	94
Figura 50- Esboço geológico da Telheira (base geológica adaptada e reinterpretada de Carrington da Costa & Teixeira, 1957; Lapa, 1969; Araújo <i>et al.</i> , 2003)	96
Figura 51- Diagrama de Rosetas representativo das direcções evidenciadas pela fracturação na região da Telheira.	97
Figura 52- Representação esquemática da influência das zonas de cisalhamento na implantação de corpos intrusivos (adaptado de Simpson <i>et al.</i> , 2001).....	101
Figura 53- Esquema do sistema de fracturação tipo Riedel regional (segundo Gama Pereira, 1987).	102
Figura 54- Esquema de síntese da relação espacial entre os corpos granitóides ao longo de faixas de cisalhamento no caso de estudo (base geológico-estrutural adaptada de Chaminé, 2000)... ..	103

Índice de Quadros

Quadro 1- Quadro síntese das diferentes litologias existentes em profundidade numa zona de cilhamento, assim como outras características geotectónicas.....	29
Quadro 2- Síntese da sistematização tectonoestratigráfica da faixa metamórfica de Porto-Albergaria-a-Velha (adaptado de Chaminé, 2000; Chaminé <i>et al.</i> , 2003a,b, 2004, 2006).	43
Quadro 3- Síntese dos depósitos de caulino descritos e estudados desde o início do séc. XX, na região o Porto e Aveiro.	60
Quadro 4- Síntese das características geológicas e geomorfológicas das áreas em estudo.	100

1

Introdução Geral

1. Introdução Geral

São vários os recursos geológicos disponíveis para que o Homem os processe, e com esse procedimento, os aplique para seu proveito. Um dos materiais mais amplamente utilizado e difundido em várias indústrias, quer a nível mundial quer a nível nacional, é o caulino. Regista-se desde a antiguidade a aplicação desta matéria-prima, primordialmente, na produção de porcelana; com o evoluir dos tempos e graças ao génio criativo do Homem, o caulino é actualmente utilizado numa verdadeira miscelânea de aplicações, apesar de mais de 50% da produção mundial de caulino ter como única finalidade a indústria de papel.

O caulino, para além da finalidade que lhe é historicamente atribuída na indústria da cerâmica, é utilizado com inúmeras finalidades; a ampla aplicação industrial do caulino deve-se em muito às características cristaloquímicas da caulinite e às suas propriedades físicas e químicas.

É empregue na indústria do papel, como aliás já foi referido, onde se mostra fundamental, especialmente, nos papéis para impressão e escrita, onde o caulino entra como carga e/ou pigmento de cobertura ou revestimento, proporcionando aos materiais características essenciais como: elevado grau de brancura e brilho, boa capacidade de recepção de tintas, baixa abrasividade, entre outras (Gomes, 1988, 2002).

Na histórica aplicação do caulino, a cerâmica, a sua utilização torna-se evidente se considerarmos propriedades como a plasticidade, a resistência mecânica em verde, em seco e em cozido, a cor adquirida após cozedura, a refractaridade e a moldabilidade. É manifestamente um material altamente versátil e com óptimas características intrínsecas para ser aplicado na indústria cerâmica (Gomes, 2002; Velho *et al.*, 1998; Velho, 2005).

No sector das tintas, o caulino tem várias potencialidades: pode actuar como substituto do óxido de titânio, agente químico responsável por atribuir à tinta a opacidade necessária, o que se torna relevante se se tiver em consideração o facto de que o caulino é substancialmente mais barato que o óxido de titânio e consegue atribuir às tintas as mesmas características de opacidade; ainda nesta indústria, o caulino mostra-se essencial na medida em que devido às suas características texturais e reológicas cristaloquímica (possui um hábito lamelar) permite que as tintas que o contenham possuam um elevado grau de dispersão e fraca viscosidade. Além destas características que fazem do caulino um agente fundamental, o facto desta argila apresentar uma cor branca ou quase branca é uma mais-valia nesta indústria, já que permite

mais facilmente, aliado à estrutura cristaloquímica da caulinite, a adição de pigmentos (Velho, 2005). Outra das aplicações do caulino relaciona-se com a indústria da borracha e dos plásticos.

Independentemente da borracha ser natural ou de origem sintética, o caulino é incorporado com vista à melhoria da resistência à abrasão, resistência mecânica e rigidez do material final, sendo que é aplicado, nestes casos, como carga ou extensor. Além destes factores, o caulino tem também a vantagem de contribuir para a diminuição dos custos dos produtos acabados à base de borracha.

No sector dos plásticos a função e as vantagens na sua aplicação são sumariamente as mesmas daquelas que o caulino evidencia no sector das tintas, isto é, fornece características tais como: superfícies opacas, lisas e macias, acabamentos mais atractivos, além de fornecer uma maior resistência química e física ao produto final, tudo isto a um preço final mais reduzido.

Para além de todas estas aplicações industriais onde o caulino se mostra de uma importância significativa, indústrias como a farmacêutica, cimenteira, materiais refractários, química, entre outras, incluem o caulino nos seus materiais com vista ao melhoramento das características do seu produto final (Gomes, 2002).

O nosso país é próspero em matérias de natureza geológica passíveis de utilização por parte da população. Pelo menos desde o ano de 1773 que se conhecem no país locais onde é possível a exploração deste material, com vista ao seu aproveitamento para a indústria cerâmica (Frasco, 2005). O caulino é um dos recursos geológicos em que o nosso país é relativamente rico, apesar de actualmente a sua produção não se situar perto dos valores de produção verificados em meados do século XX, por um lado devido a mudanças nas necessidades das populações em termos de materiais e por outro devido à impossibilidade de exploração de muitas das ocorrências deste georrecurso pelo facto da expansão urbana impossibilitar o alargamento das áreas de concessão.

Os depósitos de caulino existentes em Portugal estão relacionados com fenómenos orogénicos Variscos e/ou pós-Variscos, sendo que a sua formação ocorreu no Terciário (Gomes *et al.*, 1990). Globalmente, estes depósitos encontram-se, em regra, controlados por estruturas geológicas, sejam elas falhas ou estruturas filonianas, que surgem com orientação média NE-SW e NW-SE.

2

Objetivos

2. Objectivos

Este trabalho pretende constituir uma sistematização recorrendo a uma abordagem geológica multidisciplinar, que tem como um dos principais objectivos conhecer de forma mais profunda as várias ocorrências e os depósitos de caulino localizados numa determinada região do NW de Portugal.

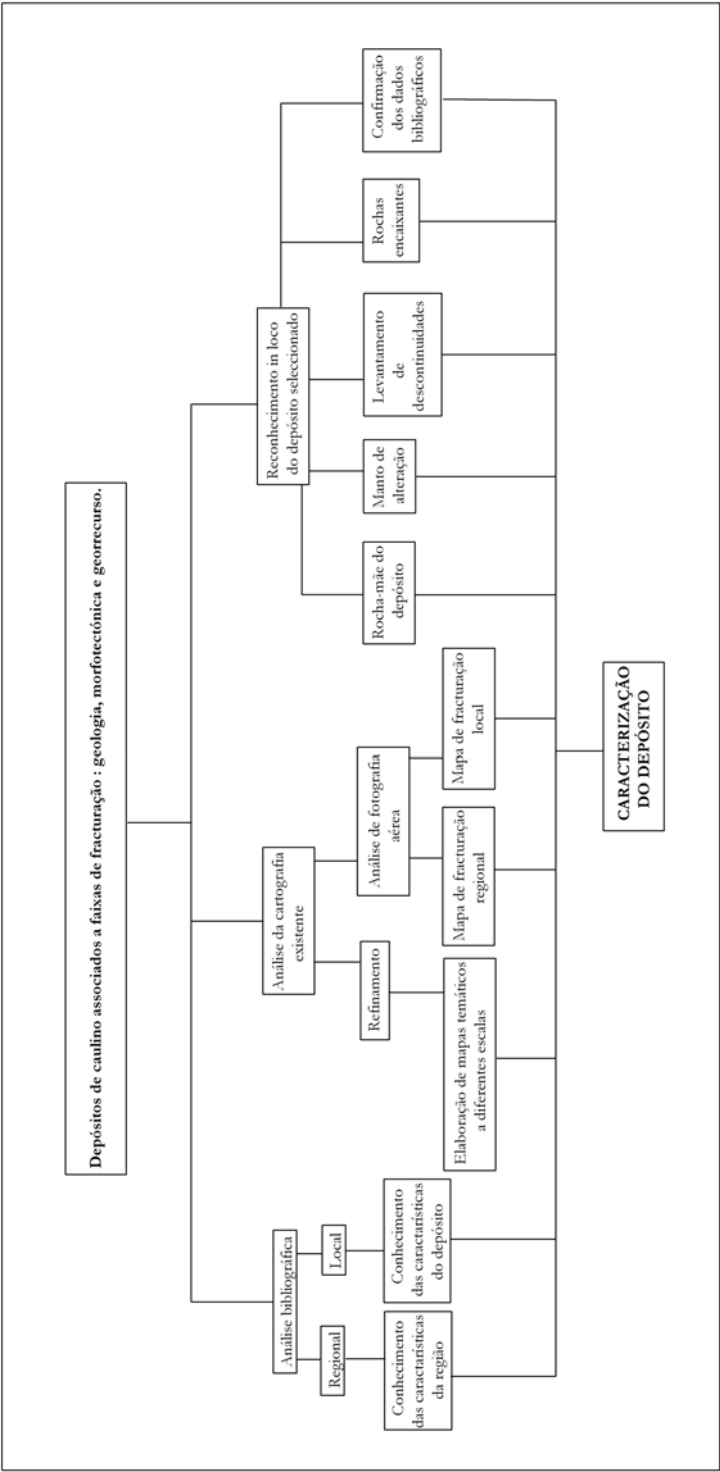
Atribuiu-se especial ênfase a todos os depósitos de caulino conhecidos e explorados, actualmente ou no passado, existentes na região NW portuguesa. Apesar de nesta região se verificar a existência de importantes ocorrências e explorações de caulino, desde Viana do Castelo até Pombal, escolheram-se todos os que se encontram numa faixa restrita entre a região sul da cidade do Porto e as imediações de Albergaria-a-Velha. Esta escolha prende-se com o facto de nesta área o contexto geotectónico ser especialmente aliciante visto enquadrar-se ao longo e nas imediações da denominada faixa de cisalhamento de Porto-Coimbra-Tomar (Gama Pereira, 1987, 1998; Dias & Ribeiro, 1993; Chaminé *et al.*, 2003a), segmento da faixa metamórfica de Espinho-Albergaria-a-Velha (Chaminé, 2000).

De modo a facilitar a abordagem à problemática em debate, estipularam-se várias fases de acção (fig.1). Numa primeira fase, e de modo a compreender o estado da arte sobre a região e da temática estudadas, elaborou-se uma análise aprofundada de toda a bibliografia da especialidade e regional publicada sobre o tema, de modo a obter-se dados geológicos, geotectónicos e geomorfológicos da região em questão. Concomitantemente, procedeu-se a uma análise e a uma revisão de toda a cartografia geológica existente relativa a esta área, o que possibilitou a elaboração de uma série de mapas temáticos, a diferentes escalas, que visaram a obtenção de dados mais específicos da região, nomeadamente no que toca à geologia geral, fotogeologia, geotectónica e geomorfologia da área, com vista ao enquadramento dos depósitos seleccionados para estudo. Posteriormente, e após a elaboração dos vários mapas temáticos, procedeu-se ao reconhecimento e confirmação, *in loco*, de determinadas características dos depósitos seleccionados anteriormente dadas a conhecer, quer pela pesquisa bibliográfica quer pelo cruzamentos de dados obtidos aquando da realização dos mapas temáticos.

A síntese resultante destes trabalhos de campo, tendo como suporte uma base cartográfica georreferenciada, pretende ser uma contribuição para melhorar a compreensão da especificidade do enquadramento geológico-estrutural e morfotectónico dos depósitos de

caulino, e as suas implicações no ordenamento do território, no inventário e na gestão racional dos georrecursos.

Figura 1- Esquematização das fases do estudo dos depósitos de caulino associados a faixas de cisalhamento e fracturação no NW português.



Material e métodos

3. Material e métodos

A região objecto de estudo é, de certo modo, extensa pelo que, para a concretização deste estudo, se procedeu a uma abordagem faseada; esta abordagem permitiu a obtenção de dados provenientes de cada uma das fases de estudo, que posteriormente, ao serem tratados permitiram uma integração e, por conseguinte, uma melhor compreensão de toda esta problemática. De forma geral, e como ponto de partida, procurou-se ter uma visão mais abrangente da região em causa, seguindo-se posteriormente, uma abordagem temática mais restrita e minuciosa a nível local, tendo sempre como principal objectivo o conhecimento das possíveis condições de génese do material caulínítico (fig. 2).

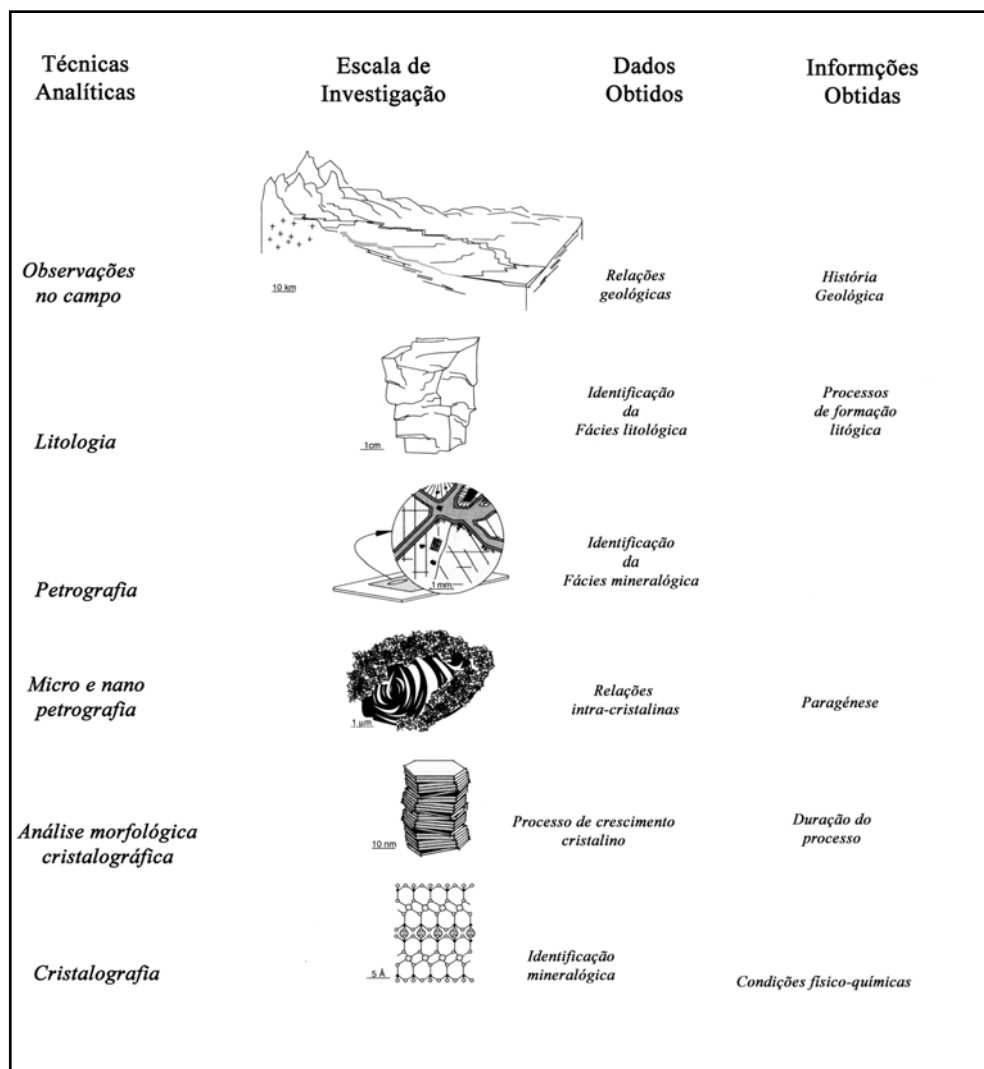


Figura 2- Exemplo de abordagem faseada no estudo dos materiais de natureza argilosa (adaptado de Meunier, 2005).

Antes do início efectivo dos trabalhos de campo, elaborou-se uma síntese bibliográfica para que fosse possível ter uma visão global que permitisse estabelecer pontos-alvo a considerar, estrategicamente coerentes, nomeadamente ao nível de importância e impacto no estudo a que nos propomos. Simultaneamente, elaborou-se uma cartografia geológica de base, à escala 1/200.000, acompanhada pela elaboração de um Modelo Digital de Terreno (MDT) da faixa litoral NW do país, delimitada à área em análise.

A aplicação e elaboração deste método cartográfico têm como intuito primordial estabelecer uma representação digital, recorrendo para tal, a modelos a 3D de uma determinada região. Para a sua concretização, precedeu-se ao necessário levantamento, exaustivo e moroso, da distribuição espacial das variações de altitude numa dada área, isto é, vectorização das curvas de nível e dos pontos altimétricos da região. No entanto, há dois inconvenientes quanto à utilização exclusiva de curvas de nível e pontos cotados (Gonçalves *et al.*, 2003): i) o volume de dados amostrais, que pode ser enorme, tanto para a manipulação como para o armazenamento do MDT; ii) a possibilidade deste apresentar, mesmo assim, inconsistências geomorfológicas. Apesar desta limitação, este método mostra-se eficaz ao tornar facilmente perceptível a geomorfologia de uma determinada região, e a partir desta observação, permitir inferir, por exemplo, a razão da existência de alinhamentos tectónicos, de inflexões aparentemente inexplicáveis na rede hidrográfica, a existência de estruturas de relevo com dimensões que só se tornam visíveis a escalas e perspectivas diferentes das usualmente utilizadas.

Uma vez que os depósitos considerados neste estudo ocorrem de forma pontual ao longo da faixa metamórfica de Espinho-Albergaria-a-Velha (Chaminé, 2000), foi feita uma abordagem cognitiva gradual de forma a perspectivar o tema a várias escalas; numa primeira aproximação foi utilizada fotografia aérea, às escalas 1/15.000 e 1/30.000, procedendo à respectiva fotointerpretação. Concomitantemente, recorreu-se a cartografia base à escala 1/50.000 e 1/25.000 de forma a complementar esta fase do estudo.

Numa fase ulterior, restringiu-se a investigação aos pontos-alvo obtidos através da fotointerpretação e análise bibliográfica realizada na abordagem preliminar do tema. Nesta etapa, já a nível dos trabalhos de campo, analisaram-se, individualmente cada um dos depósitos de caulino definidos anteriormente como pontos-alvo, considerando factores como: rochas circunvizinhas, rocha-mãe do material, estruturas relevantes ao estudo, tais como rochas filonianas, grau de fracturação e a sua respectiva disposição no depósito.

Para que fosse possível o cruzamento de todos os dados, adquiridos após a aplicação de diferentes métodos e abordagens, realizaram-se uma série de mapas que permitem ter uma visão alargada de toda a área em estudo, quer do ponto de vista geomorfológico, quer do ponto de vista geotectónico.

Foram ainda realizados estudos geológico-estruturais e geomorfológicos de pormenor na maioria dos depósitos cauliníticos, em particular nos depósitos de Bustelo e de S. Pereira de Jusã, recorrendo a duas abordagens complementares para o estudo do grau de fracturação e de alteração. Assim, numa primeira fase, procedeu-se ao reconhecimento cartográfico, à escala 1/1.000, das áreas seleccionadas e, numa segunda fase, realizaram-se estudos geológico-estruturais recorrendo à técnica de amostragem linear aplicada a estudos geológico de maciços. Com efeito, as feições geológicas do material-rocha, no que se refere à heterogeneidade litológica, aos graus de alteração e de fracturação, reflectem-se em termos de estabilidade e de condições hidrogeotécnicas dos maciços rochosos (e.g., ISRM, 1978; Aires-Barros, 1991; Brady & Brown, 2004).

Em síntese o presente estudo foi desenvolvido em duas fases complementares, a saber: uma primeira fase, referente ao trabalho de campo enquadrada na fase de reconhecimento geológico e geomorfológico estrutural e de cartografia; uma segunda fase, ligada ao processamento, análise e interpretação dos dados para uma caracterização da compartimentação geológica do maciço rochoso com recurso aos critérios da ISRM (1978, 1981). É de extrema importância o estudo da rede de fracturação regional, com base na análise morfotectónica de mapas topográficos e dos reconhecimentos geológicos do local do georrecurso a caracterizar. Devem-se ainda comparar os resultados obtidos à mega- e macro-escala no sentido de averiguar a presença de um padrão de fracturação com dimensão multi-escala.

Na impossibilidade, do ponto de vista prático, de se estudar exaustivamente a compartimentação do maciço rochoso na totalidade da área envolvente de um dado georrecurso, opta-se, em regra, por realizar esse estudo a partir de uma amostragem que seja representativa de todo o maciço. Dado que a amostragem, do ponto de vista cartográfico, deve ser realizada, de preferência, sobre as superfícies expostas de taludes com características lineares (i.e., dispostos segundo direcções definidas, por exemplo, por vias de comunicação, ferroviária ou rodoviária), adopta-se em muitas situações a técnica da amostragem linear (e.g., Priest & Hudson, 1981; Peacock *et al.*, 2003; Brady & Brown, 2004). Esta técnica tem sido

aplicada com alguma frequência, em Portugal, em contextos geológicos distintos dos que ora se apresentam. (*e.g.*, Lamas, 1989; Dinis da Gama *et al.*, 1992; Chaminé & Gaspar, 1995; Espinha Marques *et al.*, 2004; Santos Pereira *et al.*, 2005; Martins *et al.*, 2006).

A técnica de amostragem linear consiste, basicamente, na colocação de uma fita graduada em faces expostas do maciço e no registo de algumas características (geométricas e geomecânicas) de todas as descontinuidades por ela intersectadas. Uma descrição metodológica pormenorizada da técnica encontra-se, por exemplo, Chaminé & Gaspar (1995) e, Brady & Brown (2004). Na sua aplicação às áreas do maciço objecto deste estudo optou-se pela colocação de uma fita graduada (em metros) nos taludes a serem cartografados a, aproximadamente, 1.50m do solo. Para cada talude (ou painel) cartografado, depois de colocada a fita graduada a partir da origem de cada linha de amostragem, foram cartografadas de uma forma sistemática todas as descontinuidades (*e.g.*, diaclases, falhas e/ou estruturas filonianas) que intersectavam essa linha de amostragem.

Os dados recolhidos no terreno, referentes à técnica de amostragem linear, foram submetidos a um tratamento adequado para posterior interpretação e análise, permitindo a definição de diversas famílias de descontinuidades. Para o estabelecimento das famílias das descontinuidades, recorreu-se aos diagramas geológico-estruturais (diagramas de roseta e de contorno estrutural).

Na digitalização dos mapas de cartografia regional, foi utilizado o programa “*OCAD for Cartography version 8.0*” e outros programas de Sistema de Informação Geográfica (SIG), tais como, o “*Golden Software Surfer (Surface Mapping System) version 8.0*” é um programa de CAD (*Computer-Assisted Design*), em que a digitalização da informação a tratar se efectua em duas fases: a) rasterização, através de um digitalizador, da cartografia existente em vegetal indeformável; b) vectorização da imagem do mapa obtido por rasterização. Este processo pressupõe uma preparação cuidadosa, e de acordo com determinadas regras, dos mapas a digitalizar. Para o tratamento de dados dos estudos geológico-estruturais recorreu-se à elaboração de diagramas de densidade de pólos (diagrama de “Schmidt-Lambert”, projecção hemisfério inferior) e diagramas de rosetas. Para o efeito, utilizou-se o programa informático “*StereoNet for Windows version 3.03*”.

Para a presente investigação recorreu-se a técnicas e equipamentos correntemente disponíveis no Departamento de Geociências da Universidade de Aveiro, no Centro de Minerais Industriais e Argilas (MIA) da Universidade de Aveiro e no Laboratório de

Cartografia e Geologia Aplicada (LABCARGA) do Departamento de Engenharia Geotécnica do Instituto Superior de Engenharia do Porto. Os equipamentos indispensáveis para a execução dos trabalhos de campo foram, entre outros, a bússola com clinómetro, os mapas militares (escala 1/25.000 do Instituto Geográfico do Exército, IGeoE), o equipamento fotográfico e o martelo de geólogo.

4

Depósitos de caulino

4. Depósitos de caulino

4.1. Considerações iniciais

Pensa-se, actualmente, que a utilização do caulino como matéria-prima para a manufatura da porcelana terá sido uma “feliz coincidência”. A primeira referência ao termo *caulino* encontra-se num documento chinês datado da dinastia Ming, dos séculos XVII e XVIII (Chen *et al.*, 1997), período este considerado a “Época de Ouro” da manufatura da requintada porcelana chinesa a nível mundial, apesar de estudos recentes efectuados em materiais argilosos (nomeadamente caulino) indicarem que o povo chinês utilizaria esta matéria-prima (à qual seria ou não adicionada areia) desde tempos tão longínquos como o século VII a.C.. Ainda nos nossos dias, a porcelana do período Ming é altamente desejável, exactamente devido às suas características excepcionais no que se refere à qualidade e nível artístico. O período, por excelência, da exploração e consequente utilização deste material deu-se, precisamente, durante os séculos XVII e XVIII.



Figura 3- Reprodução de um antigo esboço de exploração na região de Kauling, China (Chen *et al.*, 1997).

O termo caulino é oriundo duma pequena aldeia denominada *Kauling*, localizada na província de Kiangsi, onde se iniciaram os trabalhos de exploração deste material (fig.3); o

termo chinês “Kauling”, ou mais correctamente, “Gaoling”, que significa “montanha alta”, talvez aludindo, também, à morfologia do local primordial de exploração desta argila (Chen *et al.*, 1997; Rodriguez & Torrecillas, 2002).

4.2. Cristaloquímica da caulinite

O caulino um material argiloso exclusivamente composto por caulinite [aluminossilicato hidratado $[\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4]$ ou outros minerais pertencentes ao grupo da caulinite (o termo *caulinite* terá sido primeiramente empregue ainda no século XIX por Johnson & Blake, em 1867 (*in* Grim, 1953), com o intuito de designar o mineral do caulino) e baixo conteúdo em ferro apresentando-se, geralmente, com uma cor branca ou quase branca (Grim, 1953). Tal facto confere-lhe características específicas quer em termos físicos quer em termos químicos, que lhe conferem alta valorização como material industrial.

A estrutura da caulinite foi sugerida no início da década de 30 do século XX, e posteriormente abordada de modo detalhado ao longo das décadas subsequentes. Este mineral inclui-se na classe dos silicatos, mais especificamente na sub-classe dos filossilicatos (do grego *phyllo*, folha).

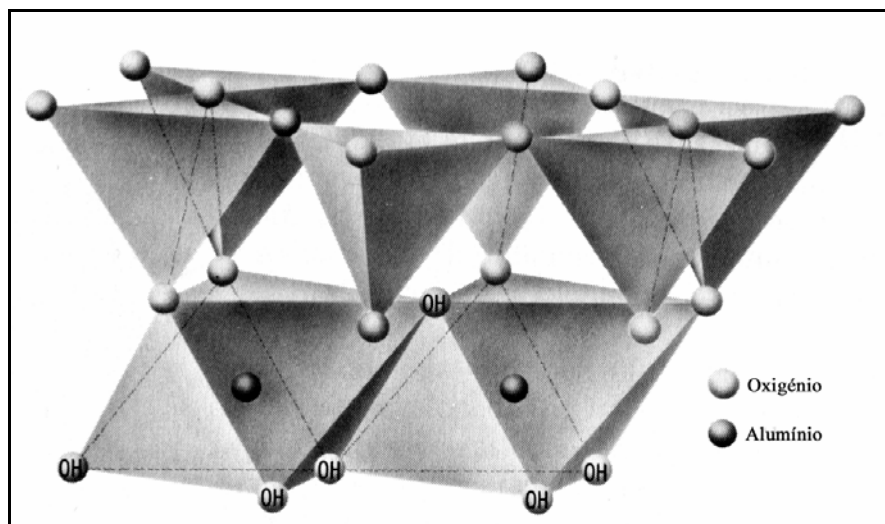


Figura 4- Estrutura básica da caulinite (adaptado de Klein & Hurlbut, 1999).

A qualidade mais distintiva das espécies mineralógicas pertencentes a esta subclasse é a sua estrutura básica (fig. 4) constituída por duas camadas, uma octaédrica (camada o) e uma

tetraédrica (camada **t**) (fig. 5). A camada octaédrica é formada por vários octaedros essencialmente constituídos por iões de Al^{3+} ou de Mg^{2+} e Fe , que ocuparão o centro do octaedro, e iões de O^{2-} ou de $(\text{OH})^-$ nos vértices desses octaedros. A camada tetraédrica é composta por vários tetraedros formados por iões de silício e alumínio no centro de cada tetraedro sendo que os vértices se encontram ocupados por iões de O^{2-} ou de $(\text{OH})^-$.

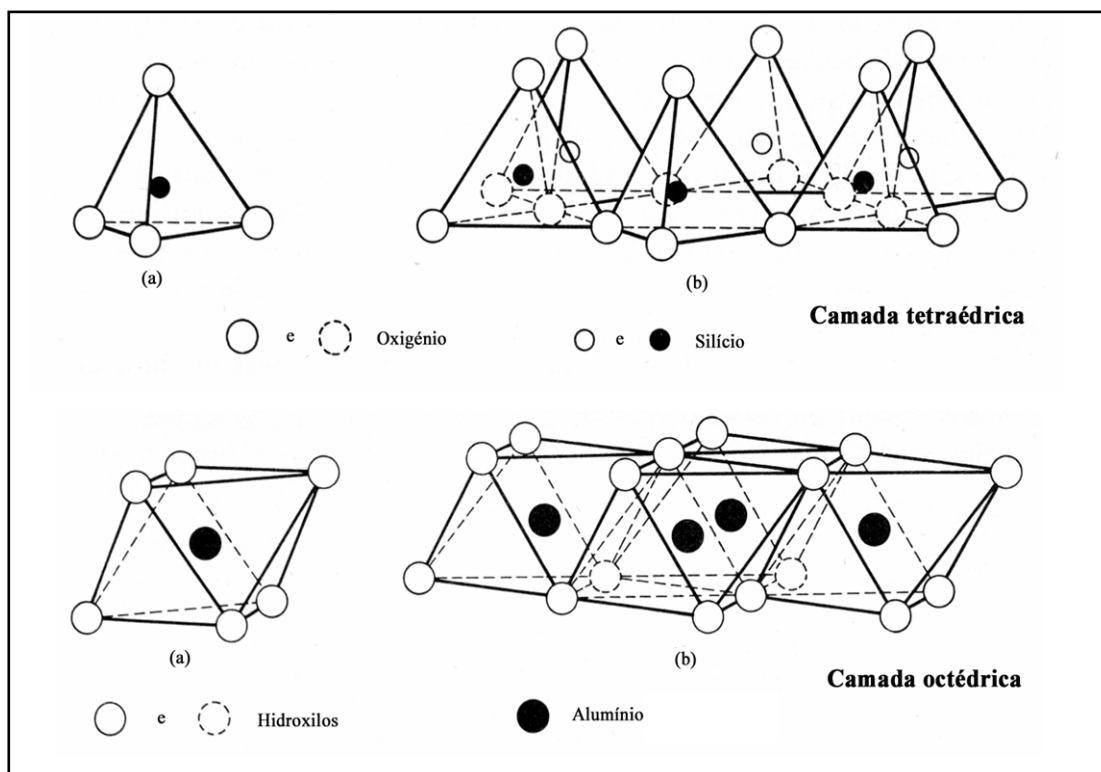


Figura 5- Camadas básicas da estrutura da caulinite (adaptado de Grim, 1962).

A organização cristalográfica das estruturas dos vários grupos dos filossilicatos do grupo da caulinite origina um arranjo cristalográfico típico (Fig. 6), isto é, o facto de ocorrer a sobreposição das duas ou mais unidades básicas (camada **o** e camada **t**) leva à formação das chamadas lâminas ou folhas (Fig. 7). No caso da caulinite, estão presentes somente uma camada de sílica e uma outra de alumina, daí que este mineral seja considerado como um mineral do tipo 1:1. A estrutura da caulinite é bastante estável, já que as ligações entre as duas camadas, **t** e **o**, são formadas por ligações de hidrogénio; além disso, dos diferentes grupos de minerais argilosos o da caulinite é aquele em que a capacidade de troca é mais baixa, que lhe confere maior estabilidade (Grim, 1953, 1962; Millot, 1963; Meunier, 2005).

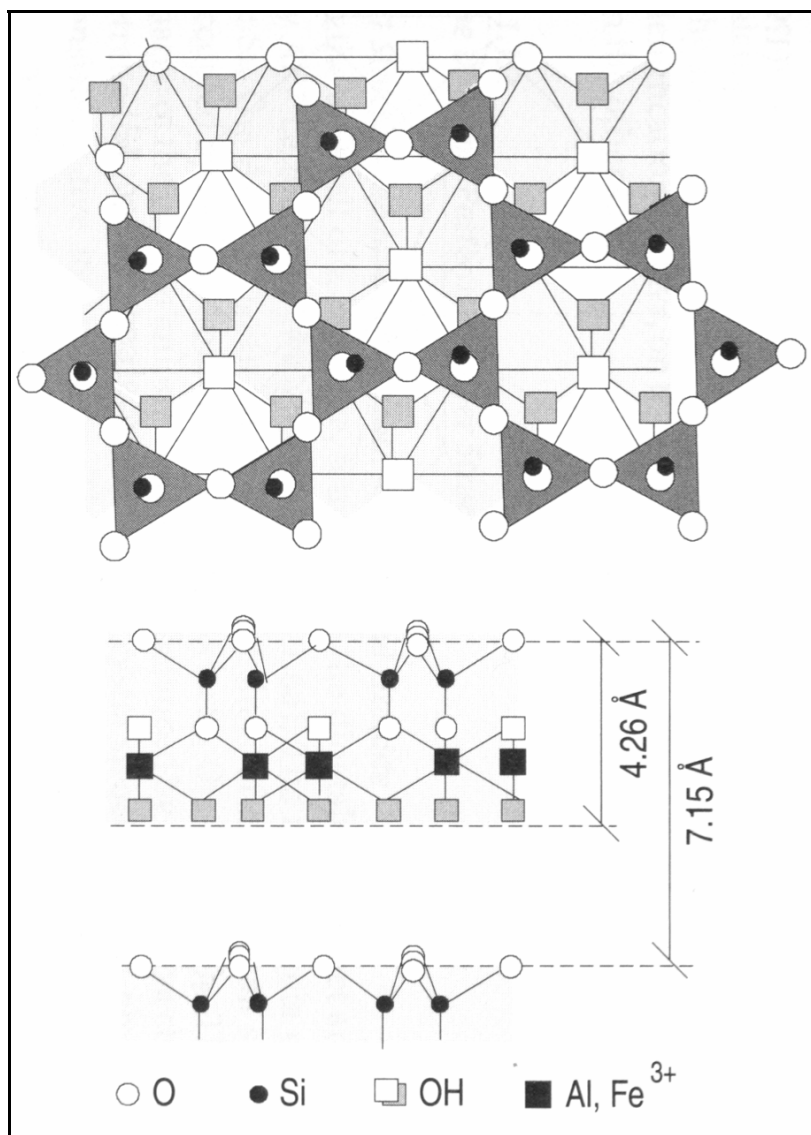


Figura 6- Estrutura básica dos filossilicatos dioctaédricos, 1:1 (Meunier, 2005).

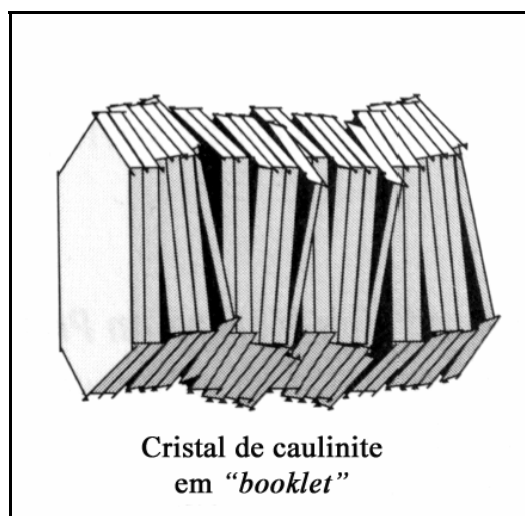


Figura 7- Morfologia típica de um cristal de caulinite, em "booklet" (adaptado de Meunier, 2005).

4.3. Génese

Depósitos de caulino podem ser encontrados em variadíssimos contextos, tanto geológicos como ambientais (fig. 8). Desta forma, a estrutura destes depósitos e as suas propriedades vão ser condicionadas por diversos factores que se tornam essenciais para a obtenção de conhecimentos preciosos relativos à génese e evolução destes depósitos (Dera *et al.*, 2003).

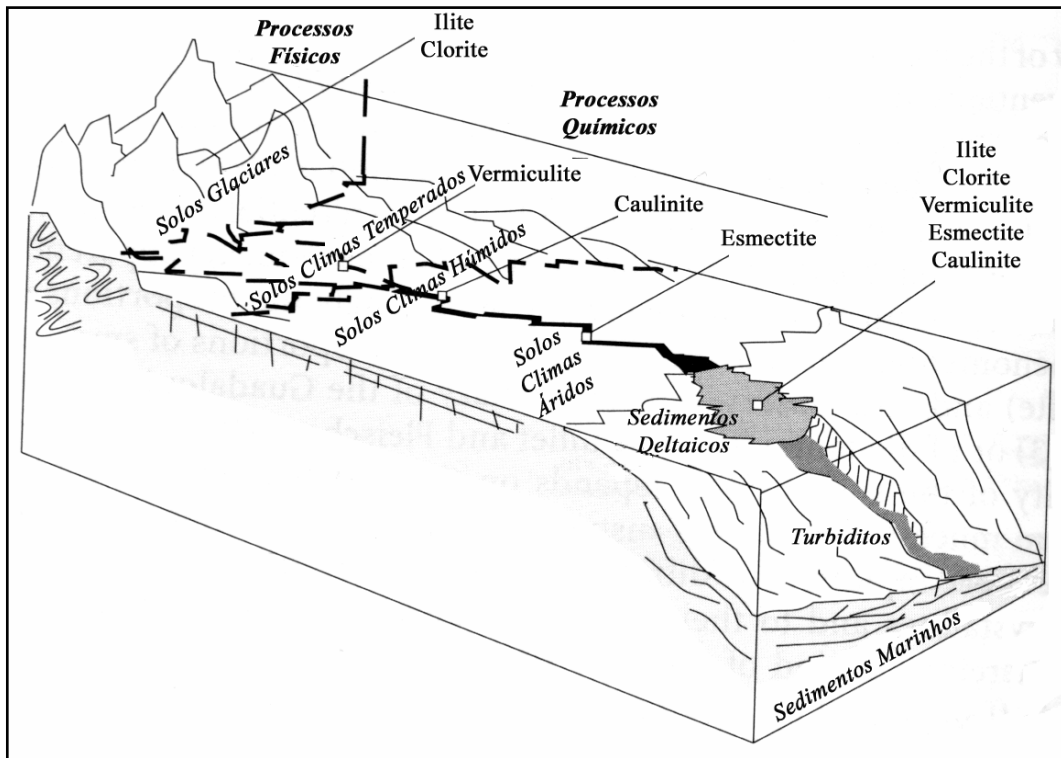


Figura 8- Esquema da diversidade de argilas e ambiente de diagénese (adaptado de Meunier, 2005).

Para que seja possível a simplificação de um qualquer assunto, impõe-se, sempre que possível, proceder-se a uma sistematização. Relativamente ao tema em questão, a sistematização concretizou-se fazendo uma divisão em dois grupos tendo como base a origem do material. Sendo assim, considera-se o grupo dos caulinos de origem primária e o grupo dos caulinos de origem secundária. Os caulinos primários englobam caulinos residuais e hidrotermais, enquanto que os secundários englobam os caulinos do tipo sedimentar (Milot, 1963).

O primeiro grupo engloba os caulinos provenientes da alteração *in situ* de rochas ricas em minerais como o feldspato e micas, sendo que estes minerais são bastante susceptíveis à

alteração deutérica. Destes minerais primários resultam minerais secundários, como a caulinite, a halosite e outros. A diferença entre os caulinos primários residuais e hidrotermais encontra-se na proveniência dos fluidos responsáveis pela alteração da rocha-mãe. No caso dos caulinos primários residuais, os fluidos são águas meteóricas, com um movimento descendente e com temperaturas relativamente baixas (existem evidências da existência da circulação de fluidos de origem meteórica a profundidades de cerca de 6 km; Warr & Cox, 2001).

Nos denominados caulinos primários hidrotermais a caulinação é resultado da circulação e ascensão de fluidos mineralizadores, salinos e quentes, através de zonas de fraqueza estrutural das litologias alteradas, advindo daí profundidades de alteração razoavelmente elevadas, por vezes ultrapassando os 300 m (Grim, 1962; Psyrillos *et al.*, 1998; Boulvais *et al.*, 2000; Simpson *et al.*, 2001).

Os caulinos do tipo sedimentar caracterizam-se por ocorrerem nas imediações de massas rochosas sujeitas a intensas alterações. Estes depósitos apresentam uma estrutura estratificada e derivam da acumulação de materiais de diferentes origens, resultantes de processos de erosão e consequente transporte, em bacias tectónicas ou plataformas topográficas na base dos maciços rochosos alterados (Gomes, 2002; Rodríguez & Torrecillas, 2002).

Macroscopicamente, segundo Boulvais *et al.* (2000), é possível estabelecer-se distinções entre depósitos de caulino primário residual e depósitos de caulino primário hidrotermal, através da observação de determinadas características e estruturas tipicamente associadas a condições geológicas específicas. Assim, quando se verifica a existência de material homogeneamente caulinado e bem definida a área alterada, isto é, quando se verifica uma transição brusca entre a rocha sã e a rocha caulinizada (Psyrillos *et al.*, 1998), estamos perante um depósito primário residual; por outro lado, quando se verifica a presença de estruturas relacionadas com a circulação de fluidos e ambientes de média temperatura, tais como rede filoniana de quartzo, turmalinização e greisenização (Ellis & Scott, 2004), estaremos na presença de um depósito de caulino primário, de natureza hidrotermal.

Os caulinos surgem como produtos de alteração de rochas onde existem obrigatoriamente minerais como os feldspatos e micas e outros minerais silicatados ricos em alumínio; os feldspatos potássico-sódicos são os principais constituintes das rochas ígneas alcalinas e ácidas, como os granitos e sienitos e os seus equivalentes vulcânicos, enquanto que os feldspatos alcalinos constituem rochas como gnaisses e pegmatitos (Deer *et al.*, 1992). São

tipicamente associados a ambientes de temperatura e pressão moderadas a baixas, isto é, aceita-se a sua formação em ambientes de formação com uma gama de temperaturas na ordem de algumas centenas de °C e pressões abaixo de 100 atm (Grim, 1962).

Os processos de alteração que porventura mais contribuem para a formação dos depósitos de caulino, serão os processos químicos. Estes ocorrem sempre que se verifica a percolação da água que circula através da rocha, e que, concomitantemente, promove as reacções químicas necessárias à degeneração dos minerais primordiais da rocha-mãe.

Em ambientes continentais as argilas formam-se por influência de águas meteóricas ou águas de altas temperaturas de origem ígnea e/ou metamórfica (i.e., hidrotermalismo), ao longo de fracturas ou outras estruturas geológicas provenientes do arrefecimento de massas graníticas intrusivas nos sedimentos suprajacentes (Gomes, 1988; Simpson *et al.*, 2001; Rodríguez & Torrecillas, 2002); torna-se evidente, desta forma, a importância que a água tem, independentemente da sua origem, também na formação do caulino primário, uma vez que esta funciona como catalizador das reacções químicas de alteração dos minerais primários. São os fluidos de natureza ácida a temperaturas elevadas, os responsáveis pela lixiviação de elementos químicos, tais como Na, K, Mg, Ca, presentes na rocha-mãe, e consequentemente, os responsáveis pela existência de depósitos de caulino de natureza hidrotermal (Millot, 1963; Gomes, 2002; Ellis & Scott, 2004); estes fluidos mineralizadores, inicialmente de natureza ácida, podem evoluir quimicamente mediante reacções rocha – fluido (Grim, 1953).

4.3.1. Depósitos de Caulino Primário

São vários os factores que influenciam a formação dos depósitos de caulino primário. O primeiro será o clima, uma vez que este tem implicações na espessura do manto de alteração formado; em seguida, a composição inicial da rocha é fundamental, mas apenas numa fase precoce de alteração, já que as rochas de natureza ácida, compostas por minerais aluminossilicatados, são mais favoráveis à alteração com subsequente formação de argilas.

Um dos outros factores considerados é a existência de estruturas geológicas responsáveis pela morfologia apresentada pelo depósito; estas estruturas encontram-se intimamente relacionadas com eventos tectónicos que vão facilitar a circulação de fluidos e a consequente alteração das litologias presentes nas imediações.

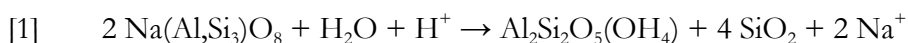
Um terceiro agente na alteração da rocha-mãe, é o relevo evidenciado na área onde se encontra o depósito, já que este vai facilitar ou não a percolação da precipitação até ao nível freático efectuando a troca catiónica necessária à alteração. Com o movimento descendente de águas ao longo da zona de alteração há remobilização, isto é, lixiviação de elementos alcalinos, o que faz com que os primeiros minerais a sofrerem degradação química sejam de natureza alcalina. Se o processo de lixiviação persistir, e o pH do meio o permitir, irá dar-se a lixiviação de elementos como o Al e a SiO₂. É nestas circunstâncias que o clima desempenha o seu papel fundamental: no caso do clima ser quente o pH é neutro a ligeiramente básico, promovendo a remoção efectiva de toda o Al e SiO₂, mantendo-se em solução elementos como o Fe; caso o clima seja temperado não ocorre qualquer remoção de SiO₂ (Grim, 1962; Caillère & Hénin, 1963; Rodríguez & Torrecillas, 2002).

Mais dois factores são citados por Rodríguez & Torrecillas (2002), ou seja, a hidrologia do terreno que possui um papel fundamental no que respeita à formação dos depósitos primários residuais em zonas acima dos níveis freáticos e, finalmente, a idade geológica da formação caulinítica, uma vez que os depósitos de caulino primários (residuais e hidrotermais) encontram-se relacionados com períodos orogénicos ou pós-orogénicos, períodos esses caracterizados por promoverem condições ideais do ponto de vista químico, pois manifestam-se durante longos intervalos de interrupção na sedimentação marinha.

4.3.1.1. Mecanismos de alteração dos depósitos Primários de Caulino

Os depósitos do tipo primário devem a sua existência a dois mecanismos distintos de alteração, directo ou indirecto, do material primordial.

O método directo [1] de alteração da rocha-mãe consiste na alteração química do feldspato sódico existente em presença da água. Desta reacção resultam, além da caulinite, quartzo e o ião Na⁺.

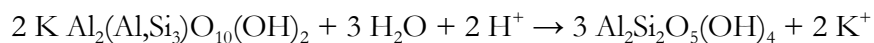


O método indirecto [2] é processado através de duas etapas; numa primeira fase dá-se a alteração do feldspato potássico originando moscovite e quartzo (processo de

greisenização), e na fase posterior ocorre a alteração da moscovite, altura em que se forma a caulinite (processo de **caulinização**) (Millot, 1963).



greisenização



caulinização

Em certas circunstâncias, o facto de existirem indícios de processos de hidrotermalismo (presença de estruturas como veios de quartzo, turmalinização e greisenização (Ellis & Scott, 2004)), juntamente com características de alteração meteórica, pode concluir-se que tenha havido uma interacção entre dois tipos de alteração. Neste caso, é aceite que processos de hidrotermalismo provoquem, por exemplo, um aumento de permeabilidade facilitando, conseqüentemente, numa fase posterior, o processo de alteração supergénica. Esta teoria e sucessão de eventos é aceite como proposta para a formação, por exemplo, dos depósitos de caulino da Cornualha (Millot, 1963; Boulvais *et al.*, 2000; Gomes, 2002; Ellis & Scott, 2004), já que a acção dos fluidos hidrotermais provocam a desorganização estrutural dos feldspatos, tornando-os mais susceptíveis à acção dos fluidos meteóricos. Os fenómenos meteóricos, irão desta forma apenas exponenciar a alteração já iniciada pelos fenómenos hidrotermais. Os depósitos daqui resultantes apresentarão uma estrutura típica em forma de funil (fig. 9). Alguns dos depósitos que foram ser estudados na área entre o Sul do Porto e o Norte de Aveiro manifestam também uma geometria em funil típica do corpo pegmatóide onde os processos de meteorização, relacionados com processos hidrotermais e pneumatolíticos, são fundamentais para que se promova a caulinização (Gomes, 1990).

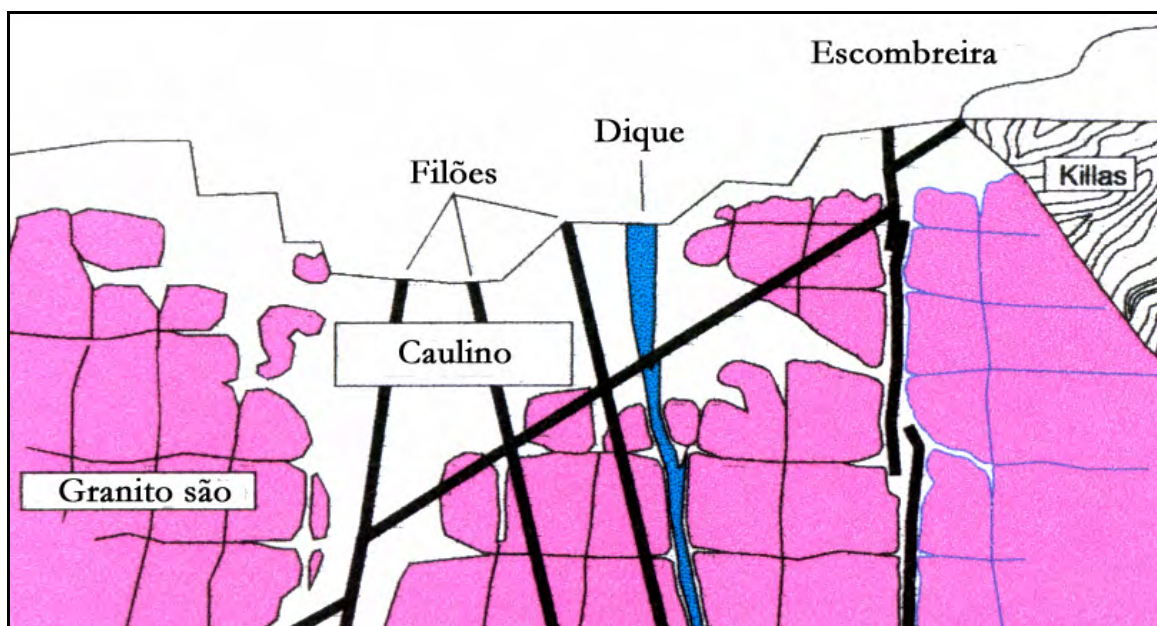


Figura 9- Corte transversal de frente de exploração de um depósito de caulino na Cornualha, evidenciando estrutura em “funil” (adaptado de Kaolin - Mineral Planning Factsheet, 2006).

No caso da origem mista dos depósitos de caulino o mecanismo de formação baseia-se no mesmo princípio do caulino de origem hidrotermal, com a adjuvante dos factores meteóricos potenciarem a alteração em profundidade. Salienta-se que nesta situação o depósito de caulino formado apresenta uma estrutura típica em forma de funil.

O caulino de origem meteórica é característico de ambientes tropicais em presença de rochas feldspáticas. Através da meteorização destas rochas mediante processos de lixiviação total de alcalis ou parcial de silício e da recombinação do alumínio e silício em solução origina-se o caulino. A meteorização só se torna viável quando estão presentes fluidos meteóricos de baixa temperatura que circulem à superfície ou muito próximo desta (Chen *et al.*, 1997; Boulvais *et al.*, 2000; Gomes, 2002; Torrecillas & Rodríguez, 2002; Ellis & Scott, 2004; Wilson, 2004).

4.3.2. Depósitos de Caulino sedimentar

Para além dos caulinos já referidos anteriormente, os caulinos de natureza hidrotermal e residual, os de origem sedimentar também merecem referência neste contexto de multiplicidade de ambientes de formação e origem.

Os caulinos sedimentares são, efectivamente, o grupo mais abundante dentro dos caulinos (*s.l.*), situando-se, por norma, nas proximidades de maciços constituídos por granitos, gnaisses ou migmatitos.

A sua formação coincide com estádios muito avançados de meteorização química em condições de elevada drenagem. De modo sucinto, ocorrem fenómenos de erosão e posterior transporte das rochas constituintes destes maciços, que subsequentemente são transportadas, por intermédio da rede fluvial, até bacias sedimentares existentes na base dos maciços, que por diversos mecanismos de precipitação (autogénese) ou diagénese, permitem a precipitação de vários minerais do grupo dos caulinos.

Devido às etapas por que passa, e pelo facto de ser um material remobilizado, este tipo de caulino sofre um processo de concentração e refinamento natural, que faz com que estes caulinos se caracterizem e distinguem de outros pela sua estrutura estratificada ou lenticular.

Provêm deste tipo de caulino materiais como as areias caulíferas, argilas do tipo “*ball clay*”, “*fire clay*”, “*flint clay*” e “*refractory clay*” (Torrecillas & Rodríguez, 2002; Velho, 2005).

4.4. Zonas de cisalhamento e faixas de fracturação

Estudos realizados por vários especialistas nos domínios científicos da geotectónica e da geologia estrutural demonstraram que a zona mais superficial da crosta se deforma, ao longo de zonas de falha, através de mecanismos de fricção que promovem a deformação (e.g., Davis & Reynolds, 1996; Rutter *et al.*, 2001; Simpson *et al.*, 2001). A deformação da litosfera, independentemente desta ser de natureza oceânica ou continental, caracteriza-se por ser notoriamente heterogénea; os deslocamentos que nela ocorrem localizam-se, na sua grande maioria, em zonas relacionadas com sistemas de falhas ou com zonas de cisalhamentos. Ambas as estruturas referidas são comumente consideradas como vias preferenciais para a migração e/ou circulação de fluidos (Rutter *et al.*, 2001).

Os processos de deformação materializam-se de diferentes formas, dependendo de vários pressupostos, nomeadamente litologia, temperatura e profundidade. No que respeita a zonas em que a deformação se deve, fundamentalmente, a forças cisalhantes, é necessário ter em conta a existência de diversos tipos de zonas de cisalhamento. Assim, zona de cisalhamento pode ser definida como sendo uma faixa crustal com uma forma tabular ou laminar, podendo esta ser planar ou curva, composta por terrenos que comparativamente com

os que a rodeiam se encontram muito deformados (Davis & Reynolds, 1996). As características evidenciadas por estas estruturas são condicionadas pelo facto de estas poderem ser do tipo *frágil*, *frágil-dúctil* ou *dúctil*, consoante as suas condições de formação. Estas diferenças vão ser materializadas nas rochas que se formam como resultado da acção desta estrutura (fig. 10).

Assim, no caso da presença de uma zona de cisalhamento frágil estará patente uma falha, que se notabiliza por ser uma zona altamente instável. Neste caso, a intensidade de deformação impressa nas rochas circundantes irá ser incipiente. Relativamente às zonas de cisalhamento *dúctil*, a deformação é bastante mais evidente e penetrativa, acompanhada por fenómenos metamórficos, com a consequente formação de foliações, lineações e as inevitáveis dobras. No caso das zonas de cisalhamento em que as condições envolventes são intermédias, isto é, não há predominância entre condições frágeis ou dúcteis, há antes uma combinação de ambas as condições; nesta situação haverá evidências quer de características de condições frágeis, como exemplo falhas, quer de características de condições dúcteis, havendo como produtos finais desta “acção” rochas com marcas de ambos os casos (Davis & Reynolds, 1996).

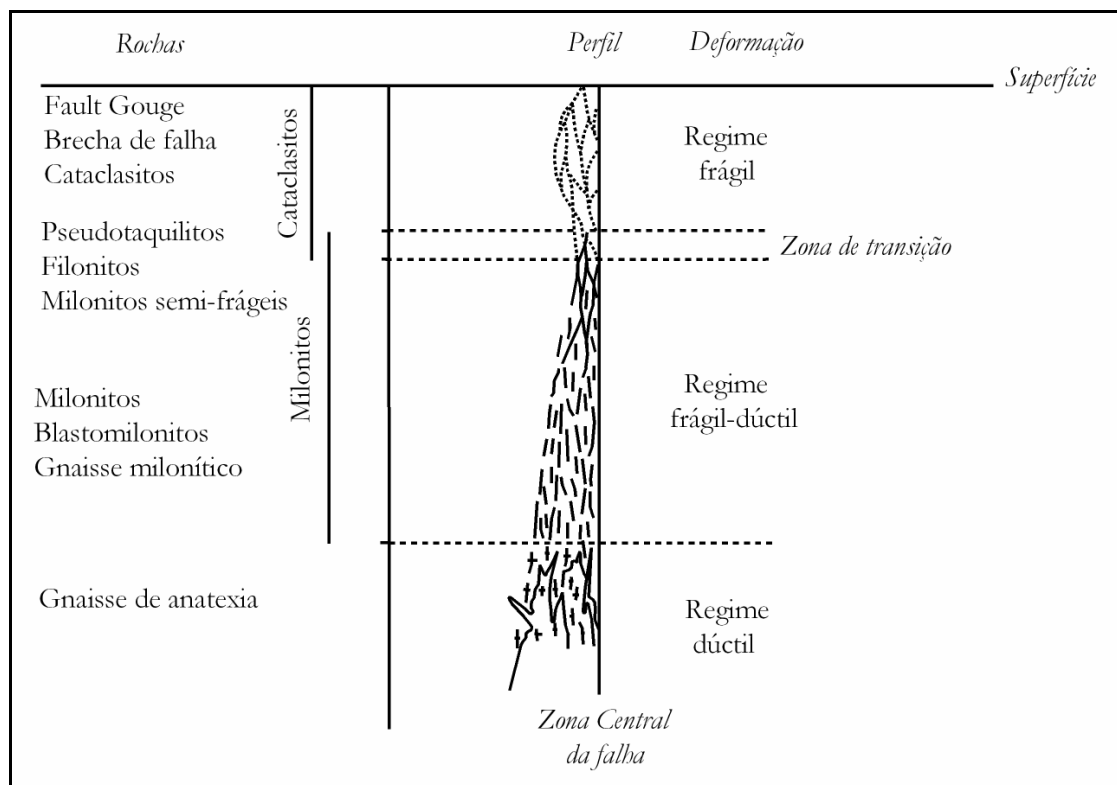


Figura 10- Perfil longitudinal, conceptual de uma zona de falha e os regimes de deformação associados (adaptado de Rutter *et al.*, 2001 e de Handy *et al.*, 2001).

À medida que a profundidade aumenta ao longo de uma zona de cisalhamento, as suas características (materializadas pelas rochas aí patentes) modificam-se, devido, precisamente ao aumento de profundidade e consequente aumento de temperatura, de pressão e do campo de tensões também mais elevadas (Quadro 1).

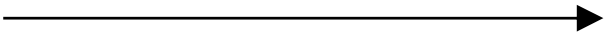
Desta forma, a um nível superficial da litosfera (sem ultrapassar os *ca.* dos 10 km de profundidade), vão predominar estruturas de natureza frágil, como são as fracturas e falhas com determinado espaçamento entre elas. Por acção tectónica destas zonas serão características rochas como brechas de falha, cataclasitos e “*fault gouge*” (Davis & Reynolds, 1996; Vrolijk *et al.*, 1999).

Estas rochas diferenciam-se entre si tendo em consideração a coesão e a matriz nelas existentes. Relativamente às brechas de falha e às “*fault gouge*” a diferença entre estas duas estruturas encontra-se na quantidade de matriz existente, enquanto que o cataclasito se diferencia das duas anteriores pela sua coesão: o cataclasito é considerado uma rocha coerente, enquanto que tanto a brecha como a “*fault gouge*” são consideradas rochas incoerentes (Barker, 1990; Laws *et al.*, 2000). Uma vez que este tipo de sistema de falhas (condições frágeis) é muitas vezes acompanhado por actividade hidrotermal, as rochas deste modo formadas apresentam zonas de neomineralização e alteração (Laws *et al.*, 2000; Simpson *et al.*, 2001).

O comportamento mecânico destas rochas é, também ele, função de vários factores; o facto das litologias formadas serem pouco coesas (fragmentadas) faz com que a tensão necessária para que ocorra movimentação ao longo do plano de falha seja muito maior do que aquela necessária para fazer o mesmo na região circunvizinha à zona da falha. Além das rochas fragmentadas, também o desenvolvimento das características estruturais foliadas, juntamente com a presença de materiais argilosos, fazem com que o grau de fraqueza ao longo do plano de falha seja muito superior ao da área envolvente.

A níveis mais profundos da crosta, a profundidades que corresponde um regime em condições dúcteis (que podem atingir a astenosfera), as estruturas que marcam e que se evidenciam nas litologias daqui resultantes são aquelas que denotam um elevado estado de tensão e temperaturas e em que os mecanismos de deformação são fundamentalmente plásticos. Destacam-se rochas como milonitos, blastomilonitos e outros tectonitos, que contêm, muito naturalmente, características genéticas típicas de metamorfismo, isto é, foliação e presença de minerais metamórficos. As condições são de tal forma extremas que quaisquer

Quadro 1- Quadro síntese das diferentes litologias existentes em profundidade numa zona de cilhamento, assim como outras características geotectónicas.

ZONA DE CISALHAMENTO	FRÁGIL	FRÁGIL - DÚCTIL	DÚCTIL
PROFUNDIDADE	máx. 10 km	Intermédia	Por vezes atinge nível da astenosfera
ESTRUTURAS GEOLÓGICAS PRESENTES	Falhas Fracturas	Intermédiás	Foliações Lineações Dobras
LITOLOGIAS: TECTONITOS	Brecha de falha Cataclasitos <i>Fault Gouge</i>	Pseudotaquilitos Filonitos	Milonitos Blastomilonitos
CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS	Material litológico pouco coeso Actividade hidrotermal comum	Deformação localizada	Deformação plástica
<div style="text-align: center;">  <p>AUMENTO</p> <p>PROFUNDIDADE</p> <p>TEMPERATURA</p> <p>PRESSÃO</p> </div>			

evidências do material primordial são totalmente eclipsadas. A uma profundidade intermédia, na transição entre as condições frágeis e dúcteis que se caracteriza por ser uma zona de deformação muito localizada, as litologias existentes distinguem-se por patentarem marcas típicas quer de um ou outro regime deformacional, consoante lhe permitam as suas características mecânicas. As rochas mais comuns nestas condições irão ser rochas como os pseudotaquilitos e filonitos (Davis & Reynolds, 1996; Handy *et al.*, 2001), que apresentam uma conformação entre os milonitos e os cataclasitos.

São vários os processos que tornam possível a formação, e consequente evolução, de corredores de deformação (i.e., corredores de cisalhamento). Para que tal suceda é necessário que a faixa de deformação seja alvo de processos de enfraquecimento relativo às rochas adjacentes.

Os processos que levam a este enfraquecimento são os seguintes (Davis & Reynolds, 1996; Rutter *et al.*, 2001; Wong, 2005):

1. Sobrepressão e fragilidade metamórfica: o facto de ocorrerem reacções de desidratação quando se dá metamorfismo progradante provoca um enfraquecimento litológico, agravado pelas elevadas pressões intracristalinas;
2. “Amaciamento” da geometria: o objectivo final é o do material intracristalino se alinhar de acordo com a orientação preferencial de deformação (planos de cisalhamento);
3. Redução granulométrica e desenvolvimento de mecanismos de difusão: com o aumento da pressão, verifica-se uma diminuição da granulometria por acção tectónica. O refinamento da granulometria pode chegar a condições próximas da cataclase;
4. Recristalização dinâmica: consiste num processo de rearranjo intracristalino, com a formação de zonas com orientação preferencial, com vista a atingir o reequilíbrio termodinâmico; para tal os grãos agrupam-se formando pontos triplos, com um ângulo de 120° entre eles.

A presença destas zonas altamente vulneráveis à deformação é função de vários factores de controlo de natureza litológica e ambiental, sendo que a sua importância pode variar no espaço e no tempo consoante a evolução, quer da própria zona de cisalhamento quer do sistema de falhas associado. É de notar, que tanto uma como outra tende a evoluir e a acumular deslocamentos, levando a uma distribuição heterogénea dos materiais aqui produzidos, suas texturas e historiais de deformação.

As tensões localizadas presentes nestas zonas desenvolvem-se de forma a dar origem a zonas de deslocamentos, estreitas, interligadas entre si (falhas ou zonas de cisalhamento) que envolvem lenticulas alongadas de material menos deformado. Esta configuração é altamente estável mecanicamente, o que permite que a deformação das litologias existentes possa ocorrer

ao longo de um prolongado período de tempo, de modo heterogéneo, mas eficaz, através da circulação de fluidos, cuja tensão é controlada pelo comportamento cinemático da rede de falhas ou da zona de cisalhamento (Rutter *et al.*, 2001; Handy *et al.*, 2001).

Além de todos os aspectos litológicos, estruturais e deformacionais focados e enfatizados anteriormente, também se mostra relevante a referência das denominadas estruturas *Riedel*, que marcam o contraste entre diferentes níveis crustais. Através da análise destas estruturas torna-se possível identificar, e até mesmo quantificar as tensões presentes aquando da formação e desenvolvimento das fracturas (Ramsay & Hubber, 1997; Katz & Weinberger, 2005).

Estas estruturas formadas em regimes transpressivos, que tomam o nome de um dos primeiros investigadores responsáveis por estudos relativos ao efeito de movimentos ao longo de falhas direccionais, apresentam-se como sendo corredores de deformação, frequentemente afectadas por um tipo de geometria deformacional específica.

A geometria *Riedel* é caracterizada pela presença de dois sistemas de fracturas conjugadas, no qual uma é sub-paralela e com igual sentido de deslocamento da direcção principal de cisalhamento, e a sua conjugada praticamente normal e de sentido oposto à direcção de cisalhamento. Estas fracturas, denominadas R_1 e R_2 , orientam-se a 10°-15° e a 75°-80°, respectivamente, da direcção do cisalhamento (Davis *et al.*, 2000).

**Os depósitos de caulino da faixa metamórfica de
Porto-Albergaria-a-Velha**

5. Os depósitos de caulino da faixa metamórfica de Porto-Albergaria-a-Velha

5.1. Enquadramento Peninsular dos depósitos de caulino em estudo

Na Península Ibérica existem inúmeras ocorrências de depósitos de caulino (fig. 11). Em Espanha, as ocorrências de caulino distribuem-se um pouco por todo o território (figs. 11 e 12), com principal destaque para as regiões da Galiza e das Astúrias (Ferreira *et al.*, 1946; Lorite *et al.*, 1984; Borja, 2001). No NW da Península, constata-se que estas duas regiões são, globalmente, responsáveis por mais de 35% da produção espanhola de caulino (Mapa Minero de España, 1988). Relativamente aos depósitos em território espanhol, verifica-se que estes se localizam em condições geotectónicas peculiares. As ocorrências de caulino estão associadas a bacias sedimentares Cenozóicas e resultam da caulinizacão de materiais graníticos (e.g., Lugo, Galiza). Existem também, mas em número reduzido, depósitos de caulino associados a rochas vulcânicas (e.g., Burela e Lugo, Galiza) ou ainda, depósitos associados a rochas graníticas caulinizadas por processos hidrotermais, posteriormente alteradas por acções meteóricas (e.g., Santa Comba, Galiza).

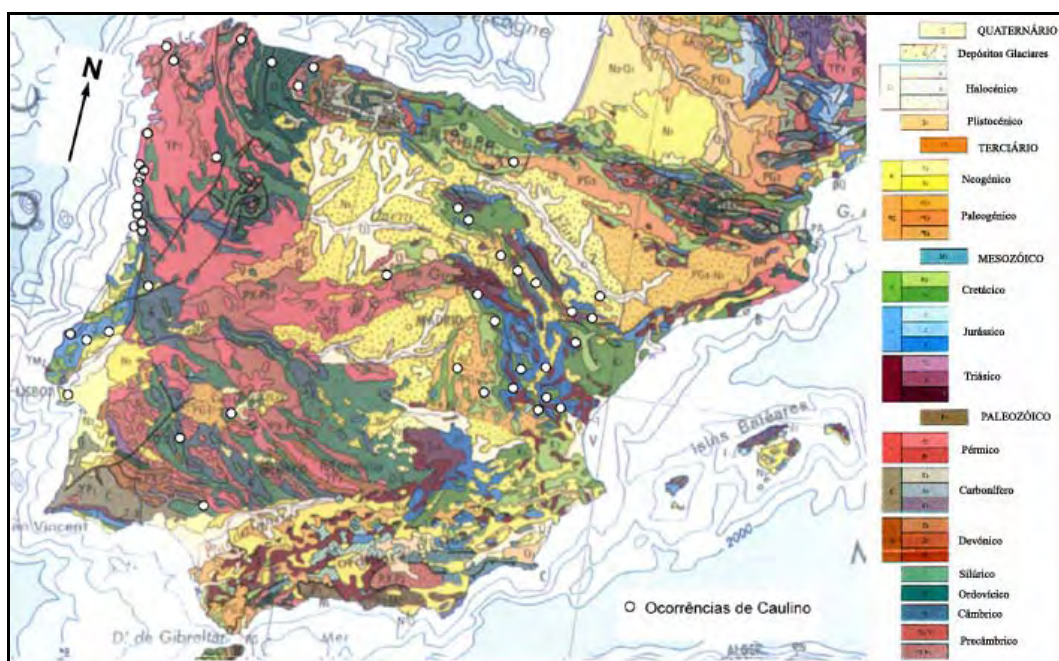
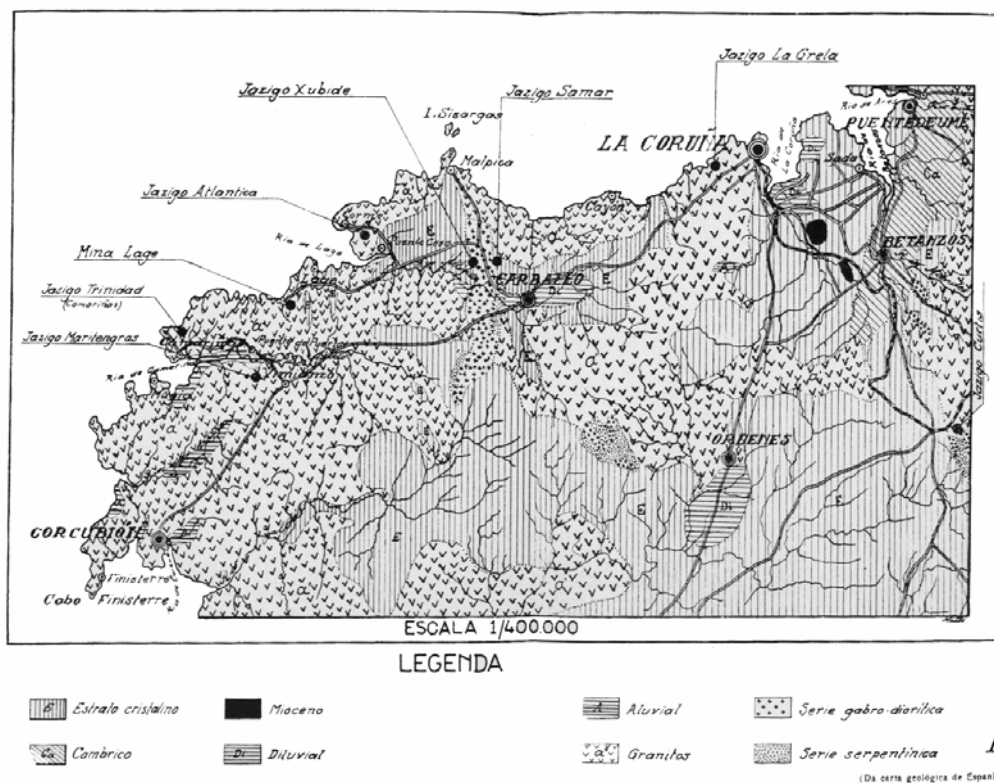


Figura 11- Ocorrências de caulino na Península Ibérica (adaptado de Mapa Minero de España (1988) e de Velho *et al.* (1998); base geológica: Carta Geológica da Península Ibérica, escala 1:5000000, <http://usuarios.lycos.es/aepect/geo-iberia/figuras/mapa-iberia.htm>).

ALGUNS JAZIGOS DE CAULINO DA GALIZA



ALGUNS JAZIGOS DE CAULINO DA GALIZA E ASTÚRIAS

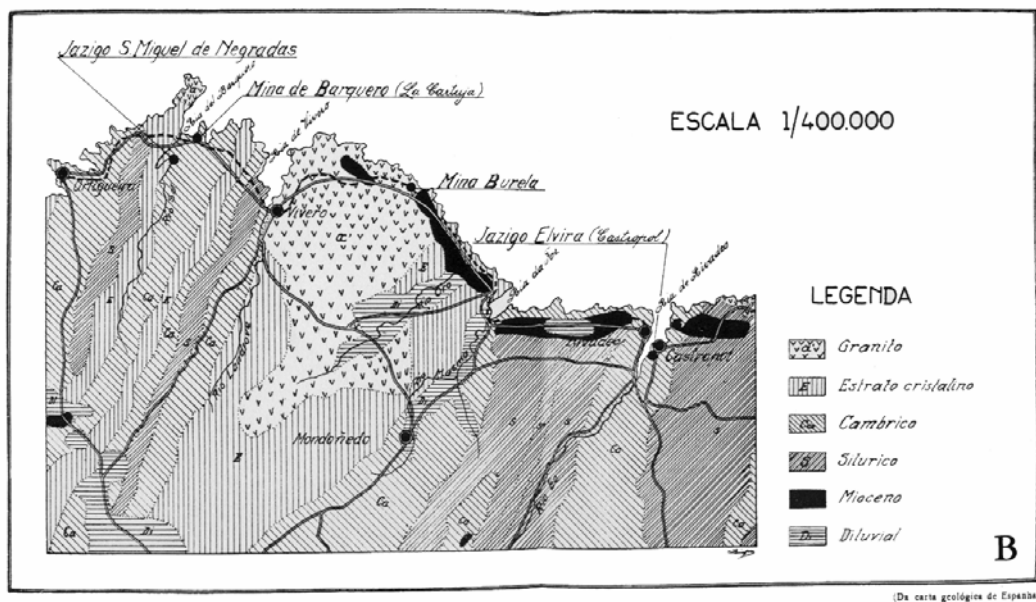


Figura 12 - Reprodução da cartografia dos depósitos de caulino da Galiza e Astúrias (Ferreira *et al.*, 1946).

As ocorrências de caulinos no território português (fig. 13), relacionam-se, na sua grande maioria, directamente com granitóides e gnaisses presentes no bordo NW Peninsular do soco cristalino ante-Mesozóico, em faixas intensamente tectonizadas. A grande maioria dos depósitos mencionados seguem uma orientação tectónica bem definida (NNW-SSE e NE-SW), a qual, frequentemente se encontra associada a fracturação característica (e.g., zonas de cisalhamento e deformação frágil).

Como é possível constatar, a região sob a qual se efectuou o presente estudo, encontra-se englobada numa vasta área que, do ponto de vista geológico, tem características muito particulares e decisivas para o desenrolar do presente trabalho. Assim sendo, e como no capítulo subsequente será possível aferir, estamos perante o amplo domínio de uma faixa metamórfica. Daqui se depreende que se torna imperativo considerar todos os aspectos que sejam fundamentais para uma melhor compreensão de todas as características geológico-estruturais existentes num contexto deste género, nomeadamente litologias patentes, relações espaciais entre estas e toda e qualquer estrutura geológica presente nas imediações.

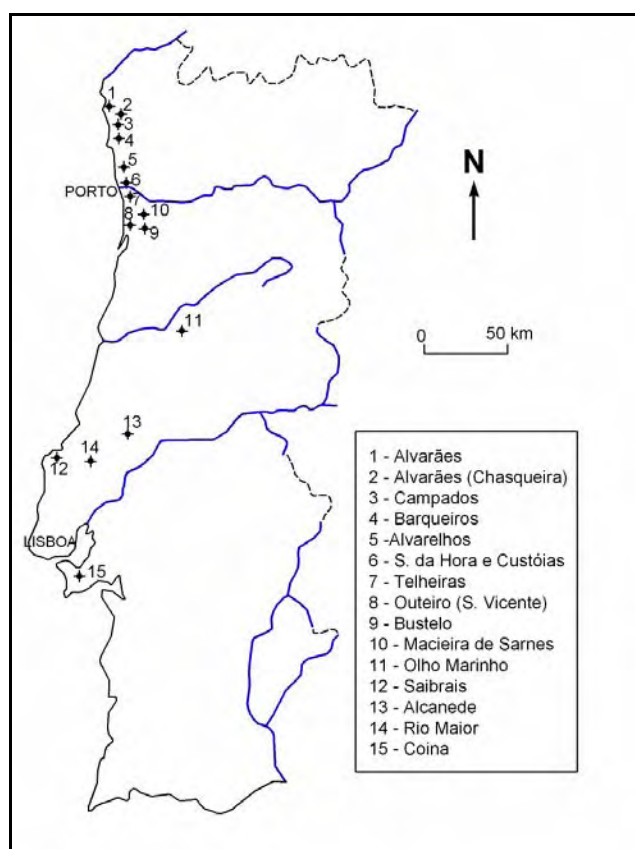


Figura 13- Ocorrências de Caulino em Portugal (adaptado de Velho *et al.*, 1998).

5.2. Traços gerais da fracturação tardi-Varisca e Alpina

Designa-se por Maciço Ibérico (MI) — fig. 14 — o extenso afloramento de rochas de idade proterozóica e/ou paleozóica que formam parte da ossatura central e ocidental da Península Ibérica (Ribeiro, 1979a). A tendência generalizada para um levantamento regional e/ou erosão observados desde o Pérmico induziu uma ausência natural de cobertura sedimentar, situação que se exceptua apenas em algumas bacias sedimentares controladas tectonicamente (Ribeiro, 1979b,c; Brum Ferreira, 1991).

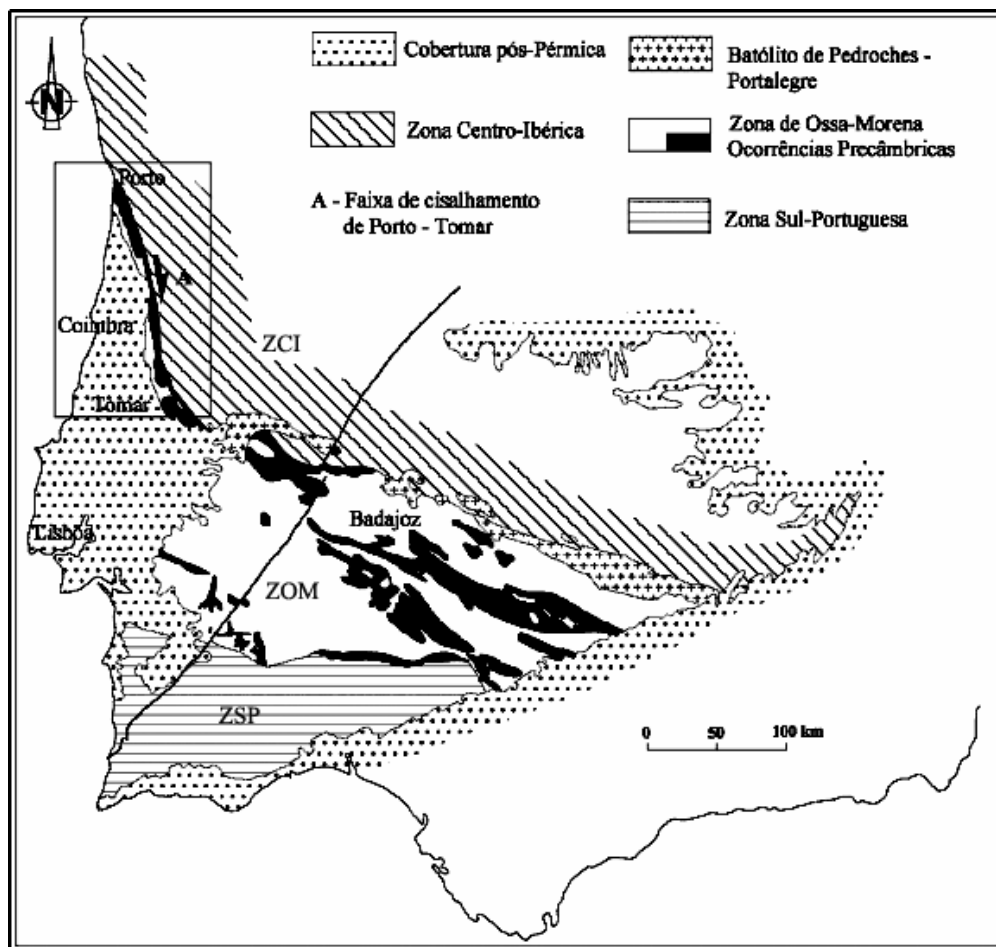


Figura 14- Enquadramento regional da faixa de cisalhamento de Porto-Coimbra-Tomar no contexto do Maciço Ibérico (adaptado de Ribeiro *et al.*, 1990a). [Zonação geotectónica baseada em Lotze, 1945 e Julivert *et al.*, 1974: ZCI – Zona Centro-Ibérica; ZOM – Zona de Ossa-Morena; ZSP – Zona Sul Portuguesa].

No MI podem ser diferenciadas as seguintes unidades morfoestruturais (Ribeiro, 1979a): i) bacias sedimentares (Douro, Tejo, Baixo Tejo e Sado, Ebro e Guadalquivir); ii) orlas (ocidental e meridional) e cadeias moderadamente deformadas (Ibérica e Catalã); iii) cadeias

alpinas (Bética, Cantábrica e Pirenéus); v) soco varisco e/ou ante-varisco (Cordilheira Central). A Cordilheira Central, que corresponderá a um "horst" (Ribeiro, 1979a) ou, posteriormente, a um "pop-up" (Ribeiro *et al.*, 1990a), originado em ambos os modelos durante o período compressivo do orógeno alpino, e atravessando e subdividindo o MI em dois blocos maiores, onde a cobertura de idade terciária foi parcialmente conservada. Assim, nos bordos do MI ocorrem bacias sedimentares que patenteiam um grau de deformação alpina distinta, desde pouco deformadas (Orla Meridional ou Algarvia e Orla Ocidental ou Bacia Lusitaniana) a moderadamente e muito deformadas (Cadeias Bética, Pirenáica, Ibérica ou Cantábrica). A evolução tectónica do MI é imposta pela orogenia alpina, durante o meso-cenozóico, correspondendo à reactivação das falhas tardi-variscas e, por consequência, originando os actuais traços morfoestruturais. A presença de alguns depósitos plio-quadernários, discordantes sobre o substrato ante-mesozóico, testemunha o arrasamento do relevo e modelação da superfície do MI e/ou o resultado do entalhe da rede hidrográfica actual.

A evolução final da sub-placa Ibérica desenrolou-se a partir do Pérmico superior e foi subordinada à orogenia Alpina (Ribeiro, 1988; Ribeiro *et al.*, 1990b). Para a evolução geodinâmica pós-varisca considera-se habitualmente a existência de três períodos maiores (e.g., Telles Antunes *et al.*, 1979; Vegas & Banda, 1982; Ribeiro, 1988; Gama Pereira, 1987, 1998; Ribeiro *et al.*, 1990b; Cabral, 1995; Olivet, 1996; Andeweg *et al.*, 1999; Andeweg, 2002; Ribeiro, 2002; Cloetingh *et al.*, 2002): i) período de extensão pré-Alpino que durou desde o Pérmico até ao Cretácico médio a superior (cerca de 80 Ma), e foi acompanhado pela mudança no movimento relativo da Ibéria, em comparação com as placas Africana e Euroasiática, que gerou o desenvolvimento de três grandes domínios sedimentares acompanhados de vulcanismo: as Bacias Lusitaniana, Cantabro-Pirenáica e Bética; ii) período de compressão Alpina que durou cerca de 15 Ma, e no qual se deu a colisão entre África e Europa que levou à edificação das cadeias Pirenáica e Bética e outras estruturas de intra-placa; iii) período pós-Alpino que durou desde o Miocénico inferior até ao Holocénico, e onde ocorreu a convergência das placas africana e euroasiática, bem como um período extensional de idade neogénica responsável pela abertura do Mediterrâneo ocidental por subdução intra-océnica a sudoeste do banco do Goringe.

No fim da orogenia varisca na parte portuguesa do MI apresentava uma densa rede de falhas ou de grande fracturas crustais (e.g., Ribeiro, 1974; Gama Pereira, 1987). As falhas recém-formadas terão sido seladas por processos tectonometamórficos comportando-se, do

ponto de vista cinemático, de uma forma passiva nas fases posteriores de deformação. Com os eventos metamórficos e a implantação de corpos granitóides sin-orogénicos na Cadeia Varisca Ibérica, o comportamento reológico dos materiais modifica-se radicalmente, passando de dúctil a frágil (Ribeiro, 1974, 1979b). Assim, é claro que os últimos impulsos tectónicos da deformação varisca são caracterizados por esta extensa e densa rede de falhas do MI, conhecida genericamente por *fracturação tardi-varisca* (e.g., Parga, 1969; Matte, 1968; Arthaud & Matte, 1975; Ribeiro, 1974; Gama Pereira, 1987, 1998; Chaminé, 2000) — fig. 15. O período tardi-varisco terá durado *ca.* de 40 Ma, i.e., de 290 Ma a 250 Ma (Arthaud & Matte, 1975; Ribeiro, 1979b,c; Serrano Pinto *et al.*, 1987; Dias *et al.*, 1998).

Nos tempos tardi-variscos deu-se uma rotação no campo de tensões regional que teve como consequência a passagem de um regime de compressão máxima horizontal de direcção aproximada N-S a um regime de compressão mínima horizontal de direcção E-W. A partir destes eventos foram então identificados cinematicamente dois importantes episódios de fracturação no MI (Parga, 1969; Ribeiro, 1979a,b; Iglésias & Ribeiro, 1981; Gama Pereira, 1987, 1998): i) desligamentos frágeis conjugados, um de orientação ENE-WSW, esquerdo, e outro de direcção NW-SE, direito. Em simultâneo com a ocorrência dos desligamentos frágeis conjugados, formaram-se grandes fracturas frágeis NNE-SSW e, um pouco menos desenvolvidas as suas conjugadas de direcção NNW-SSE; ii) falhas inversas de direcção N-S, moderadamente inclinadas para Oeste, o que denuncia uma compressão máxima também na direcção E-W (e.g., faixa de cisalhamento de Porto–Coimbra–Tomar).

Os sistemas de fracturação NW-SE e NNW-SSE, com retoma das fracturas anteriores tardi-variscas conjugadas, foram gerados durante o ciclo Alpino (Ribeiro, 1988, 2002). Estes lineamentos estruturais mostram uma história dinâmica complexa com movimentações referidas até ao Holocénico (Cabral, 1995) e são responsáveis pelo padrão da mega-fracturação no MI que se aproxima de uma tectónica em dominó (Ribeiro, 2002). Nos estádios finais da orogenia varisca (*s.l.*) terá ocorrido uma elevação generalizada do MI com erosão e fracturação causadas por grandes desligamentos e acompanhadas pelas últimas intrusões pós-tectónicas.

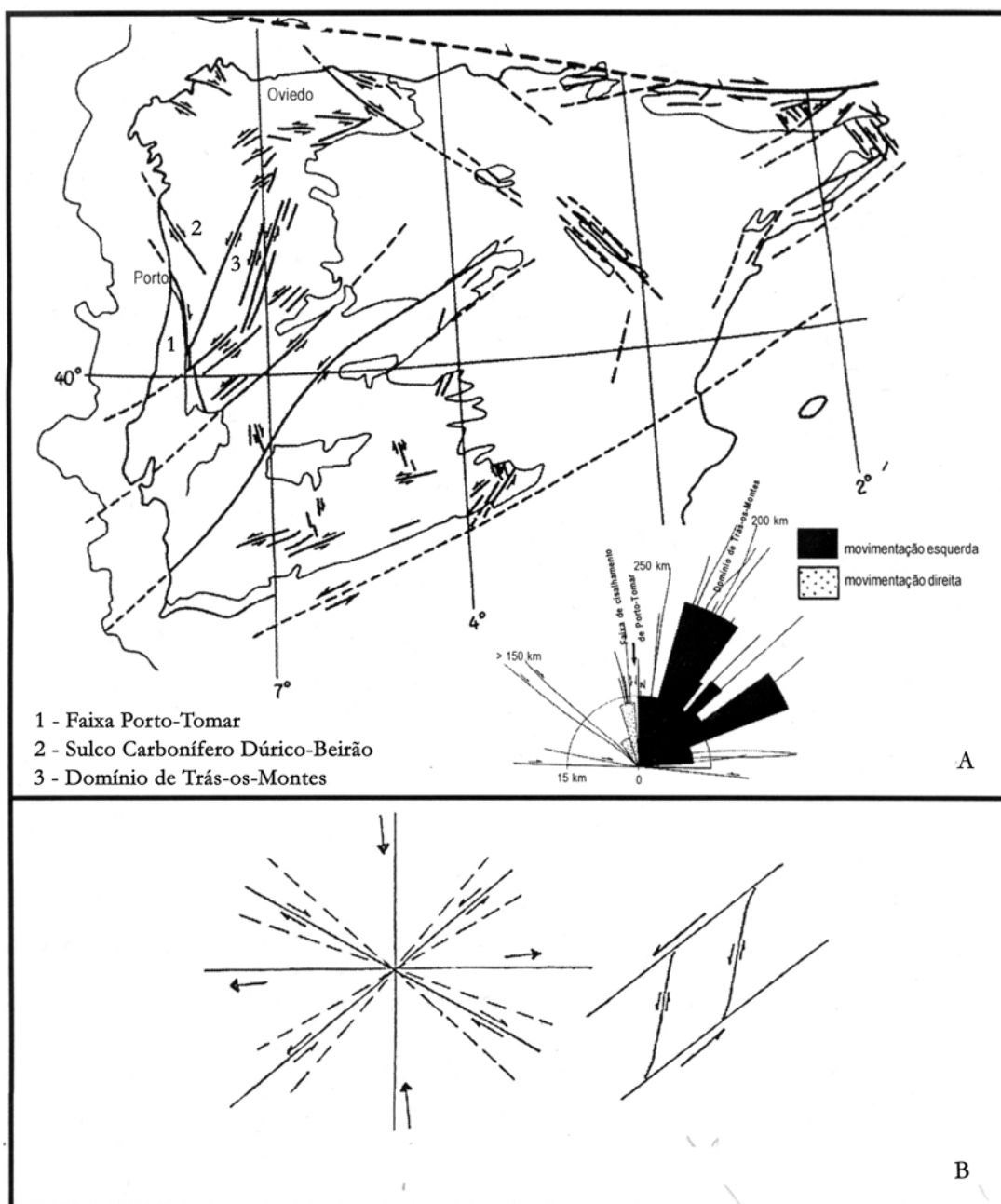


Figura 15- Sistemas de fracturas tardi-variscas do Maciço Ibérico. A) Mapa com os principais sistemas de fracturas tardi-variscas do MI e diagramas de rosetas dos grandes alinhamentos estruturais do NW de Portugal (adaptado de Arthaud & Matte, 1975); B) Esquemas interpretativos dos movimentos da fracturação tardi-varisca: i) sistema conjugado NW-SE; ii) sistema conjugado NNE-SSW associado ao NE-SW (adaptado de Parga, 1969).

5.3. Enquadramento geológico regional

A região entre o grande Porto e Ovar (fig. 16) integra-se na faixa metamórfica de Porto-Albergaria-a-Velha (Chaminé, 2000; Chaminé *et al.*, 2003a). Esta faixa é composta por terrenos do Proterozóico médio-superior (Noronha & Leterrier, 2000) e do Paleozóico (Chaminé *et al.*, 1998; 2003b), faz parte do Terreno Autóctone Ibérico, e inclui-se na Zona de Ossa-Morena [ZOM] (Ribeiro *et al.*, 1990b; Chaminé *et al.*, 2003a); contactando localmente a oriente, por intermédio da faixa blastomilonítica de Oliveira de Azeméis (Ribeiro *et al.*, 1980), com a Zona Centro-Ibérica [ZCI] da Cadeia Varisca Ibérica.

Uma parte substancial da região está ocupada por depósitos de cobertura de idade holocénica e/ou plistocénica (depósitos aluvionares, dunas fósseis, areias de praia e de duna actuais), e de idade plio-pleistocénica (depósitos de praias antigas e de terraços fluviais). A área compreendida entre o Sul de Espinho e Aveiro é relativamente aplanada e composta por aluviões actuais e areias de duna e de praia, integrando a denominada Bacia Sedimentar de Aveiro (Rocha, 1993). Na região a Sudoeste de Albergaria-a-Velha afloram alguns depósitos argilo-gresosos do Cretácico inferior e areníticos avermelhados do Triásico (e.g., Sharpe, 1849; Rocha, 1993) e na região entre Sernada do Vouga (Aveiro) e Tomar afloram, numa vasta área, depósitos de idade pós-Pérmica incluídos na Bacia Lusitaniana.

As rochas granitóides e filonianas ocupam uma área considerável desta região, denunciando sobretudo eventos tectonomagmáticos contemporâneos com os diversos períodos de instalação relativamente à orogenia varisca ou anterior (e.g., Gama Pereira, 1987, 1998; Chaminé *et al.*, 1998; Noronha & Leterrier, 2000), i.e., genericamente afloram na região granitóides precoces e/ou ante-variscos, sin-variscos e tardi- a pós-variscos (quadro 2).

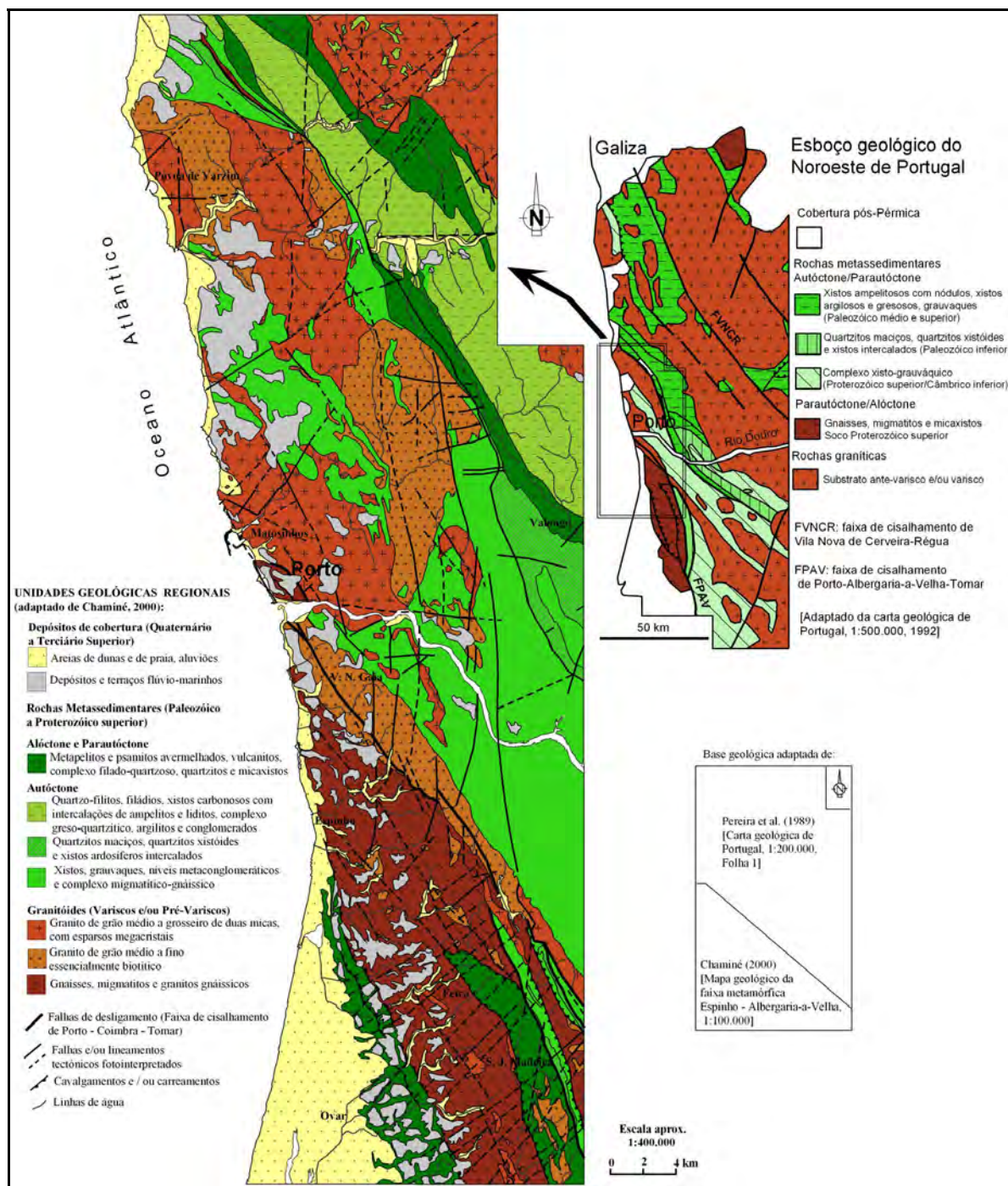


Figura 16- Enquadramento geológico regional da faixa de cisalhamento de Porto-Coimbra-Tomar, no sector de Vila de Conde-Espinho-Albergaria-a-Velha (Sector Norte do Rio Douro: adaptado de Pereira *et al.*, 1989; Sector Sul do Rio Douro: adaptado de Chaminé, 2000; Chaminé *et al.*, 2003a, 2004).

Quadro 2– Síntese da sistematização tectonoestratigráfica da faixa metamórfica de Porto-Albergaria-a-Velha (adaptado de Chaminé, 2000; Chaminé *et al.*, 2003a,b, 2004, 2006).

Tectonoestratigrafia	Eventos tectonometamórficos	Duração (Noronha & Leterrier, 2000; Chaminé <i>et al.</i> , 1998, 2003a,b)	Orogenia
Plataforma Porto–Albergaria-a-Velha–Águeda ➤ Cobertura Sedimentar	Diagéneze, processos de <i>rifting</i> , inversão tectónica	Trásico inferior / Quaternário	Alpina
Substrato metassedimentar <i>Zona de Ossa-Morena</i> Alóctone Xistos negros metacarbonatados Parautóctone/Autoctóne Micaxistos, quartzitos granatíferos, filitos; migmatitos, gnaisses <i>Zona Centro-Ibérica</i> Parautóctone/Autoctóne Quartzito Armoricano, xistos cinzentos Xistos, grauvaques <u>Rochas graníticas</u> ➤ Granito de Lavadores ➤ Faixa granítica de Oliveira de Azeméis–Feira–Lourosela ➤ Faixa blastomilonítica de Ossela–Milheirós de Poiares ➤ Complexo da Foz do Douro (Porto)	Metamorfismo de baixo grau, rochas orgânicas Metamorfismo de médio-alto grau, dobramentos em áreas de alto grau metamórfico, cavalgamentos/carreamentos Deformação precoce, metamorfismo de baixo a alto grau, pico metamórfico (<i>ca.</i> 311 Ma), dobramentos em áreas de alto grau metamórfico; deformação pós-metamórfica, zonas de cisalhamento, cavalgamentos/carreamentos, clivagem de crenulação Metamorfismo de baixo grau (fácies dos xistos verde), dobramentos, estruturas Variscas pré- a sin-pico metamórfico, zonas de cisalhamento, desenvolvimento de petrofábricas em tectonitos Granito pós-tectónico Estrutura antiforma granítica Estrutura sinforma granítica Zonas de cisalhamento, petrofábricas miloníticas	Carbonífero (Namuriano) Devónico (Givetiano / Frasniano) Câmbrico [?] / Proterozóico Superior Ordovícico Proterozóico Superior 298±12 Ma 320±3 Ma; 379±12 Ma; 421±4 Ma; 419±4 Ma 575±5 Ma; 607±17 Ma	Varisca (fases tardias) Pré- e tardi-Varisco; Cadomiana [?] Varisca e Cadomiana Tardi-Varisca Varisca e Pré-Varisca Cadomiana

Definiram-se as seguintes unidades tectonoestratigráficas incluídas, do ponto de vista geotectónico, no bordo da ZOM (Chaminé, 2000; Chaminé *et al.*, 2003a, 2004): I) **sector do Porto**, situado junto à orla litoral entre a foz do rio Douro e o Forte S. Francisco Xavier. Neste sector afloram metamorfitos que se incluem em duas unidades tectonoestratigráficas: a Unidade de Lordelo do Ouro (micaxistos e quartzo-tectonitos) e a Unidade dos Gnaisses da Foz do Douro (gnaisses, migmatitos e blastomilonitos). Estas unidades definem no seu conjunto o denominado Complexo Metamórfico da Foz do Douro (Noronha & Leterrier, 2000) parte integrante do bordo oeste da ZOM; II) **sector de Espinho–Albergaria-a-Velha**: para a ZOM, as Unidades de Lourosa inferior e superior, a Unidade de Espinho e a Unidade de Arada (unidades do parautóctone e autóctone relativo), e a Unidade de Pindelo bem como a Unidade de S. João-de-Ver como unidades do alóctone; para a ZCI, a Unidade de Carvoeiro e a Unidade do Quartzito ‘Armoricano’ de Caldas de S. Jorge, como unidades do parautóctone.

A faixa de cisalhamento de Porto–Albergaria-a-Velha (*s.str.*) corresponde a uma faixa com uma série de acidentes tectónicos de 1ª e de 2ª ordem de extensão local de *ca.* 90km por *ca.* 5km de largura. Estas falhas são caracterizadas por corresponderem a cisalhamentos, de direcção N-S a NNW-SSE, com movimentação direita por vezes muito forte consoante o comportamento reológico do material face à deformação. É possível distinguir acidentes maiores (ou ramos) desta faixa de cisalhamento entre a região do Porto e Albergaria-a-Velha que tomam as seguintes denominações (Chaminé, 2000): i) *ramo Oeste da faixa de cisalhamento de Porto–Albergaria-a-Velha* que se desenvolve desde a região de Carvoeiro–Mouquim (Albergaria-a-Velha) até próximo a Fiães, pondo em contacto as unidades da ZOM com as unidades do Paleozóico inferior da ZCI (sinforma de Carvoeiro–Caldas de S. Jorge); nesta última localidade materializa-se por falhas discretas, de direcção NW-SE, no granitóide pós-tectónico de Lavadores. Este segmento da faixa de cisalhamento passa na cidade do Porto, entre a Arrábida e o Castelo do Queijo (Forte de S. Xavier), contactando tectonicamente com o Complexo Metamórfico da Foz do Douro (ZOM) e o granitóide sin-tectónico do Porto, localmente orientado e deformado (Chaminé *et al.*, 2003a); ii) *ramo Leste da faixa de cisalhamento de Porto–Albergaria-a-Velha* que corresponde ao contacto tectónico, de orientação média NNW-SSE, que se faz entre o quartzito ‘Armoricano’ e o Complexo Xisto-Grauváquico (Grupo das Beiras indiferenciado) desde a região de Caldas de S. Jorge até Ribeira de Fráguas–Carvoeiro; iii) outros acidentes, sub-paralelos aos anteriores, com alguma importância regional e que se

enquadram na faixa de cisalhamento em consideração (e.g., falha do Porto, falha do “Filão Metalífero das Beiras”, falha de Pigeiros–Milheirós de Poiares–Pindelo).

Para além dos acidentes anteriormente descritos, foi também reconhecida uma rede de acidentes tectónicos de natureza frágil, originada durante as fases tardi a pós-variscas, que se encontra em regra subordinada aos sistemas de fracturação de atitudes NNE-SSW a ENE-WSW e NW-SE a NNW-SSE. São também de alguma importância os sistemas de fracturas, de orientação N-S a NNW-SSE e suas conjugadas, discretas, E-W a NNE-SSW. Estes últimos alinhamentos, devido ao processo de reactivação de estruturas e como resposta de um substrato pré-deformado sujeito a um campo de tensões tectónicas, correspondem a direcções de cisalhamento dúcteis desenvolvidas nas fases tardias da orogenia varisca (e.g., Ribeiro, 1979; Cabral, 1995; Chaminé, 2000). Aliás, a região em estudo encontra-se directamente relacionada com a sua estrutura maior, a faixa de cisalhamento de Porto–Coimbra–Tomar, que se caracteriza por ser um importante megacisalhamento direito com uma complexa evolução geodinâmica, pelo menos, desde os tempos paleozóicos (e.g., Severo Gonçalves, 1974; Ribeiro *et al.*, 1980; Gama Pereira, 1987, 1998; Dias & Ribeiro, 1993; Chaminé, 2000; Chaminé *et al.*, 2003a,b, 2004; Gomes *et al.*, 2006; Chaminé *et al.*, 2006).

Desta forma, pode-se então concluir, segundo Chaminé (2000), que a faixa de cisalhamento de Porto–Coimbra–Tomar é constituída por megaestruturas de primeira ordem, podendo as falhas cartografadas ser interpretadas como diversos ramos do acidente tectónico principal e/ou estruturas secundárias associadas. Faixas de cisalhamento deste tipo sublinham habitualmente o contraste entre diferentes níveis crustais nos quais determinadas estruturas se manifestam com uma geometria típica, por exemplo, estrutura em flor, ou estrutura *Riedel* (e.g., Gama Pereira, 1987, 1998; Ribeiro, 2002). Estas geometrias reforçam a existência de vários ramos de um acidente tectónico principal ou de uma faixa de cisalhamento com estruturas dúcteis, ductéis-frágeis e frágeis (Gama Pereira, 1987; Chaminé, 2000).

5.4. Síntese bibliográfica dos trabalhos prévios

No que respeita a estudos e publicações científicas tendo como finalidade esclarecer a geologia da faixa metamórfica aqui focada, constata-se que, efectivamente, desde meados do século XIX que vários autores se dedicaram a essa tarefa. É possível atestar que a primeira referência elaborada, de modo mais pormenorizado, deste sector terá sido consumada por Sharpe (1834, 1849), onde este reflecte e tece várias considerações acerca da geologia presente nos arredores da cidade do Porto, a Norte e a Sul, elaborando, também, um primeiro esboço da cartografia desta área (fig. 17). Mais tarde, abordando este tema numa perspectiva geológico-mineira, Cabral (1858) cita a existência de uma série de minas neste área, sem contudo se aventurar em avançar mais dados que não os das litologias patentes nos locais e imediações das minas referidas. Ribeiro (1860), referindo-se ao “Grande Filão Metalífero das Beiras”, expõe as suas ideias acerca da geologia desta estrutura filoniana e da sua vizinhança, que se estende desde as Caldas de São Jorge até sul de Albergaria-a-Velha, passando por São João da Madeira. Em 1870, o mesmo autor, referindo-se acerca de alguns aspectos hidrográficos e geológicos desde o vale do Tejo até ao vale do Douro, efectua algumas considerações do ponto de vista geológico acerca da área que se estende desde Ovar até à Foz do Douro, passando pela zona de Espinho.

Delgado & Choffat (1899), aquando da publicação da 3ª edição da Carta Geológica de Portugal, à escala 1/500.000, tecem considerações acerca das litologias aflorantes ao longo da faixa de Espinho–Albergaria-a-Velha, procedendo, simultaneamente, à colmatação de falhas existentes na edição anterior da Carta Geológica de Portugal, relativamente às idades dos terrenos nela existentes. Já no início do século XX, no ano de 1901, os mesmos autores apresentam os traços gerais da geologia da referida carta.

Delgado, em 1905, tece novas considerações relativamente às por si apresentadas em 1899, na Carta Geológica de Portugal, nomeadamente no que respeita à sistematização dos diferentes tipos de terrenos presentes na faixa considerada. Também neste trabalho o autor realiza e interpreta um perfil geológico compreendido entre a Feira e Oliveira de Azeméis. Em 1908, o mesmo autor efectua uma síntese do estado de conhecimento geológico sobre os terrenos pertencentes ao Silúrico em Portugal, procedendo à sua inventariação, caracterização e classificação, do ponto de vista litoestratigráfico e paleontológico, referindo-se nesta mesma altura a terrenos Pré-câmbricos existentes.

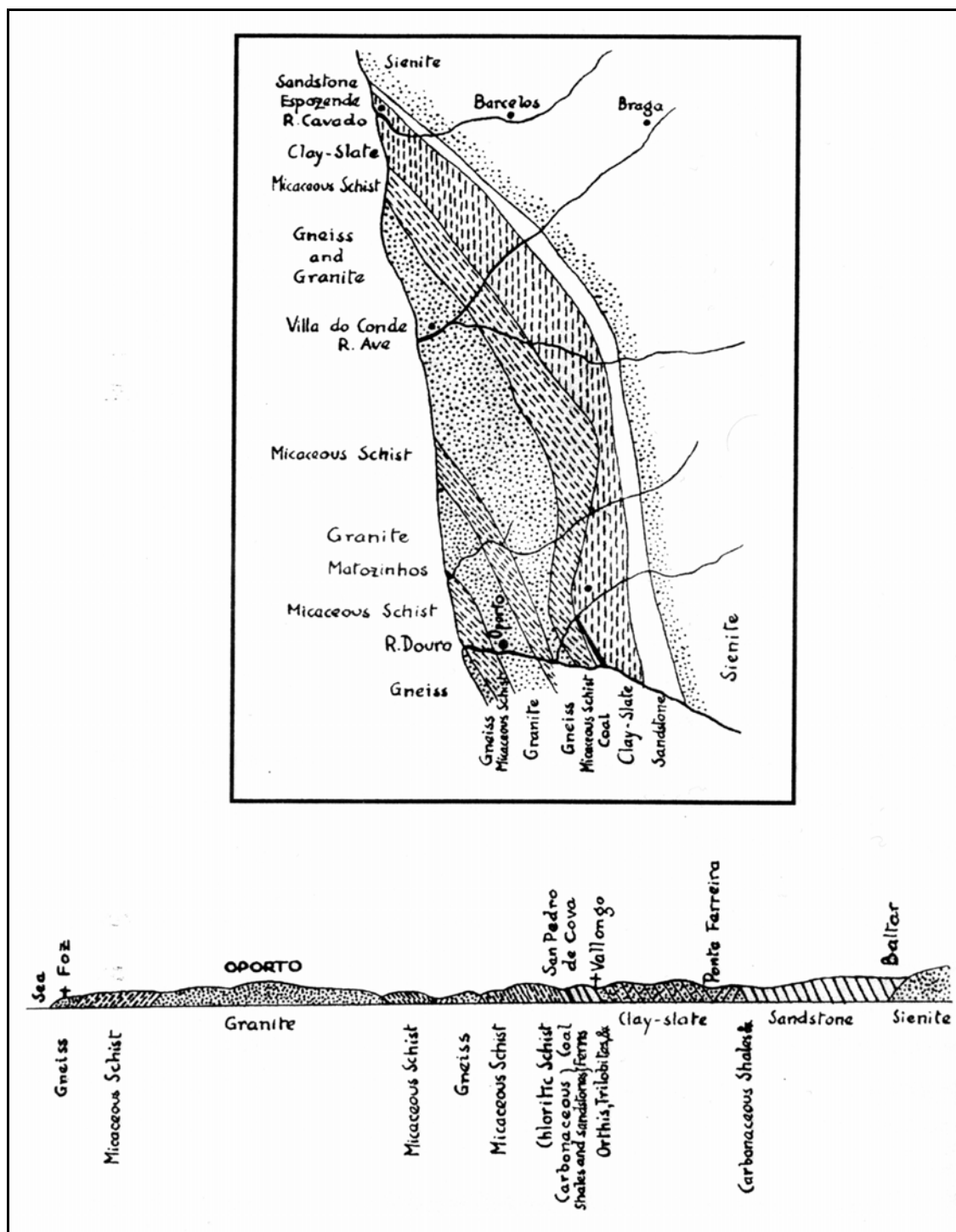
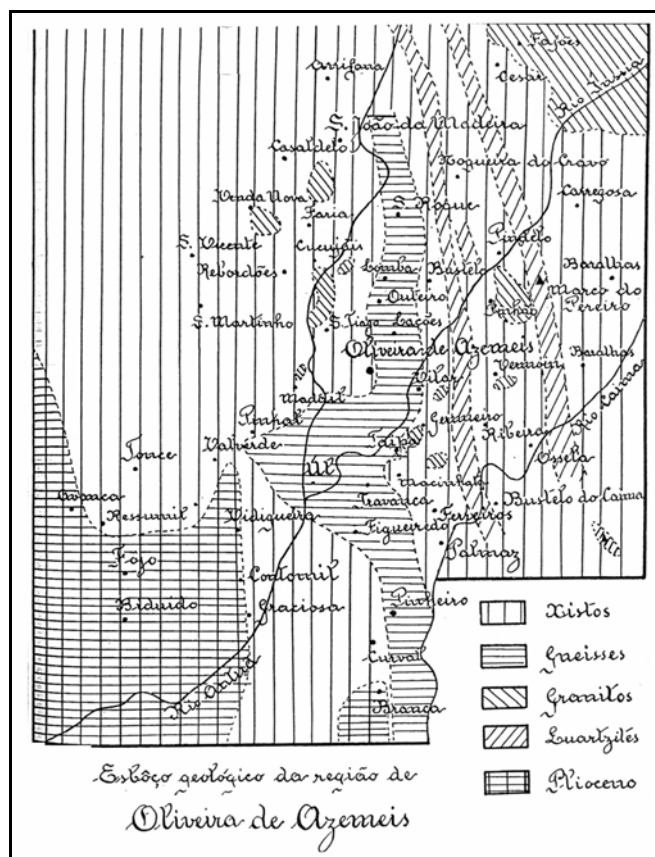


Figura 17- Reprodução do esboço da geologia da área compreendida entre a cidade do Porto e Espozende, segundo Sharpe (1849).

De 1944 a 1946, Soares de Carvalho expõe uma série de trabalhos sobre as rochas ante-Triásicas da região de Oliveira de Azeméis. Soares de Carvalho, em 1944, faz considerações de índole litológica e petrográfica sobre a região de Oliveira de Azeméis, apresentando um esboço geológico para a área entre esta cidade e a de S. João-da-Madeira (fig. 18). No ano seguinte publica dois artigos, ambos igualmente sobre Oliveira de Azeméis, em que numa das publicações considera a presença de anfíbolitos e a respectiva petrografia e no trabalho posterior efectua observações de carácter tectónico e de fracturação regional (Soares de Carvalho 1945a,b). No ano de 1946 publica uma série de artigos em que enfatiza vários aspectos geológicos do país e da região de Oliveira de Azeméis em particular (Soares de Carvalho 1946a,b,c,d).



48

Vários autores contribuíram para o conhecimento da faixa metamórfica ao participarem na realização e consequente publicação das Cartas Geológicas de Portugal, na escala 1/50.000 e respectivas notícias explicativas que focam a região em questão. Alguns desses autores são Carrington da Costa & Teixeira (1957), Teixeira *et al.* (1962), Teixeira & Assunção (1963) e Medeiros *et al.* (1964). Severo Gonçalves (1974), numa investigação no âmbito da sua tese de doutoramento, tratou da geologia e da petrologia dos terrenos a Sul de Oliveira de Azeméis até Albergaria-a-Velha, onde apresentou uma cartografia geológica da região à escala 1/80.000. Em 1980, Pereira *et al.* publicam a Carta Geológica de Portugal na escala 1/50.000, correspondente à região de Oliveira de Azeméis.

Teixeira (1981), apresenta uma síntese do conhecimento geológico da orla entre Espinho e Ovar e tece considerações sobre a geologia patente entre os rios Vouga e Douro. Portugal Ferreira (1982, 1983), faz considerações referentes à existência de vários corpos ígneos intimamente relacionados com a faixa de cisalhamento que se estende desde a cidade do Porto até à região de Cáceres.

Do decénio de 90, do Século XX, datam a publicação de vários estudos nos domínios, a saber: geomorfologia (Araújo, 1991), geologia e tectónica regional (Aguado, 1992; Ribeiro *et al.*, 1995; Chaminé *et al.*, 1995) e geocronologia (Beetsma, 1995; Chaminé *et al.*, 1998).

Vários outros autores (Rocha, 1993; Bobos & Gomes, 1996, 1998; Bobos *et al.*, 1996, 1998; Miranda, 1997; Miranda *et al.*, 1998) realizaram abordagens do ponto de vista mineralógico durante a segunda metade da década de 1990. Estes trabalhos focam, fundamentalmente, o envolvimento da circulação de fluidos de natureza hidrotermal para a formação de depósitos de caulino.

Chaminé (2000) apresenta, na sua tese de doutoramento, uma proposta de sistematização da tectonoestratigrafia e do quadro geodinâmico regional, bem como um refinamento da cartografia geológica regional para a faixa metamórfica de Espinho–Albergaria-a-Velha (ZOM/ZCI), a partir da qual desenvolveu um mapa geológico-estrutural de síntese, à escala 1/100.000. Esta faixa cujo substrato apresenta uma idade proterozóica superior (Beetsma, 1995) com retalhos de rochas metapelíticas imbricados neste do Paleozóico médio/superior (Chaminé, 2000; Fernandes *et al.*, 2001; Chaminé *et al.*, 2003a), faz parte do Terreno Autóctone do Maciço Ibérico, e inclui-se tradicionalmente na Zona de Ossa-Morena (ZOM) contactando a oriente, por intermédio da faixa de cisalhamento de Porto–Coimbra–Tomar (*s.str.*), com a Zona Centro-Ibérica (ZCI) da Cadeia Varisca Ibérica. Por fim, H. I.

Chaminé dá ainda à estampa, em co-autoria, uma série de trabalhos de referência sobre a região entre o Porto e Águeda (e.g., Chaminé *et al.*, 2000a,b, 2003a,b,c, 2004a,b; Fernández *et al.*, 2003; Araújo *et al.*, 2003; Gomes *et al.*, 2006, Chaminé *et al.*, 2006), o que permite perspectivar a complexidade geológica da região estudada.

5.5. Enquadramento geográfico e geomorfológico da área em estudo

A área seleccionada para a realização deste estudo estende-se por uma faixa de orientação aproximada NNW-SSE, tendo como limites o Rio Douro (limite Norte) e Oliveira de Azeméis (limite Sul), encontrando-se nela incluídas as regiões de Vila Nova de Gaia, de São João da Madeira e de Ovar. A faixa estudada encontra-se abrangida na Carta Militar de Portugal, à escala 1/25.000, pelas seguintes folhas: 133 (Lavadores, Vila Nova de Gaia), 143 (Espinho), 153 (Ovar), 154 (São João da Madeira) e 164 (Oliveira de Azeméis). Além destas, também englobam a área em questão as seguintes folhas, à escala 1/50.000, da Carta Geológica de Portugal: 9-C (Porto), 13-A (Espinho), 13-C (Ovar) e 13-D (Oliveira de Azeméis).

A região emersa de Porto–Albergaria-a-Velha–Águeda caracteriza-se por um relevo aplanado correspondente a uma plataforma litoral que termina num relevo acentuado constituindo o seu rebordo interior (Brum Ferreira, 1978, 1980; Araújo, 1991; Araújo *et al.*, 2003). Assim, morfologicamente, a área em questão é de certo modo homogénea (fig. 20). A região do Porto, corresponde na sua grande parte a uma vasta área aplanada (Araújo *et al.*, 2003). Apesar disso, são de referir algumas estruturas de relevo um pouco mais vigorosas, correspondentes a litologias graníticas (por exemplo o Monte da Virgem), que não ultrapassam os 260 metros (Carrington da Costa & Teixeira, 1957). Os terrenos de cobertura são esporádicos e correspondem a depósitos marinhos pliocénicos, que progridem para Sul. Na região de Espinho, os terrenos aplanados sucedem-se, sem que se verifique a existência de relevos vigorosos. Quando existem, estes localizam-se numa área mais próxima do vale do rio Douro, com uma direcção de NNW-SSE; as cotas máximas localizam-se nos 300 metros. O topo da plataforma é no geral bem marcado e sinuoso, com direcção NNW-SSE e apresenta declives fracos a suaves pelo menos até ao Sul de Oliveira de Azeméis. A Leste do rebordo interior da plataforma litoral, segundo um corredor meridiano entre S. João da Madeira e Vale de Cambra, o relevo é dominado por colinas formadas por rochas metassedimentares e quartzíticas, rigidamente alinhadas, com orientação NNW-SSE. Entre elas e, lateralmente,

definem-se áreas deprimidas com a mesma orientação, de características tipológicas próprias denominadas por alveólos, cuja origem estará ligada à presença de rochas cristalinas e ao papel da alteração diferencial (Brum Ferreira, 1978; Rochette Cordeiro, 1992a,b).

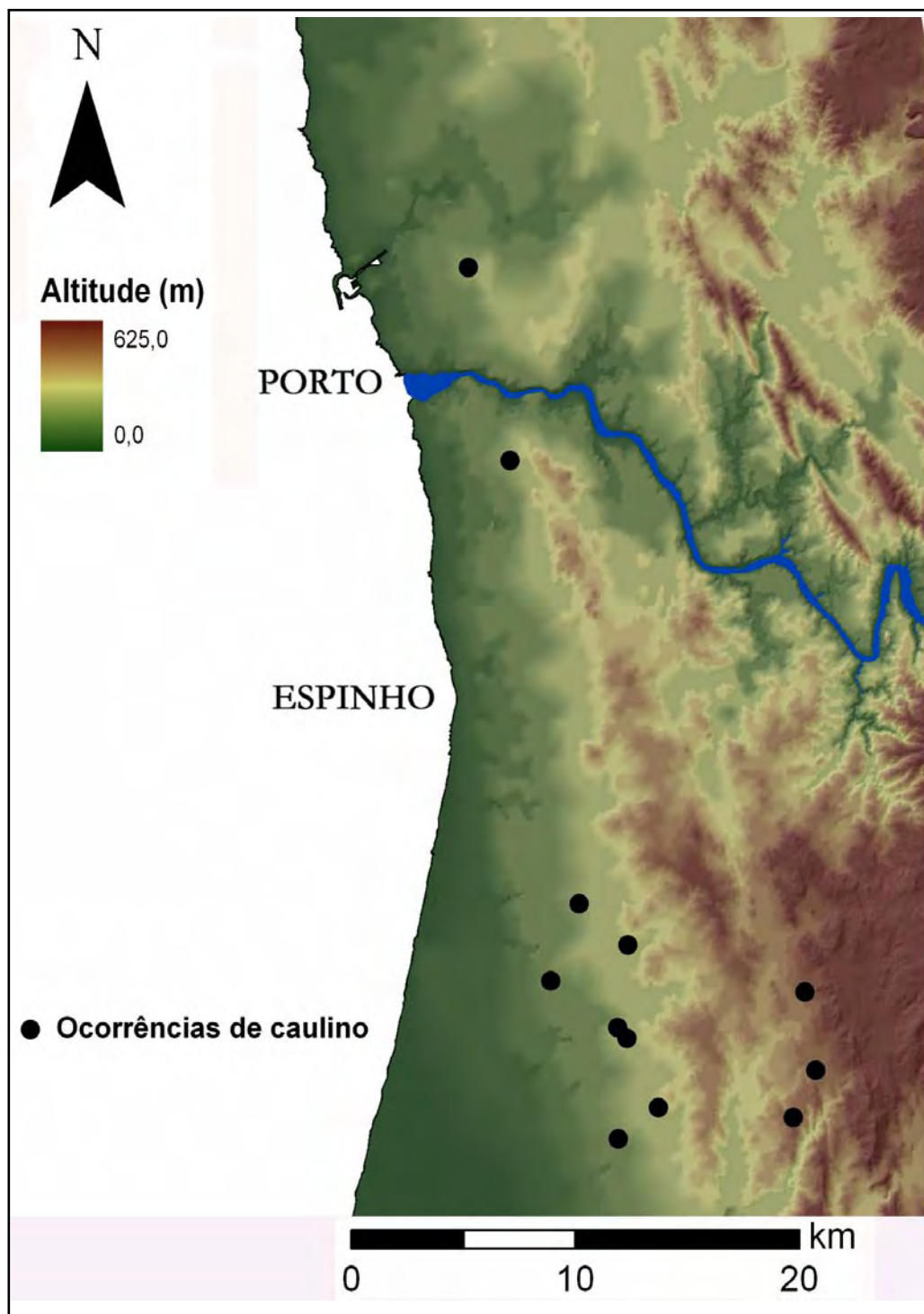


Figura 20– Modelo Digital de Terreno da área compreendida entre a região do Porto e Ovar (gerado com o programa “Golden Software Surfer (Surface Mapping System) version 8.0” a partir das cartas topográficas à escala 1/50.000).

A oriente destes relevos encontra-se o maciço da Gralheira (serras da Freita, da Arada e de S. Macário) e a serra do Arestal, ou seja, o conjunto complexo de elevações situado entre os rios Douro–Paiva e Vouga-Sul, com cotas que variam entre os 1100m e os 750m (Girão, 1922; Ribeiro *et al.*, 1943a).

No limite Sul da área estudada, correspondente à zona periférica da cidade de Aveiro, encontram-se áreas aplanadas mais evidentes do que as anteriormente referidas, constituídas fundamentalmente por depósitos aluvionares, areia e por antigas praias, que se dispõem em degraus sucessivos voltados para o mar (Teixeira & Assunção, 1963). Os relevos mais evidentes localizam-se entre Santa Maria da Feira e São Martinho de Gândara, mas nunca ultrapassam os 273 m de cota máxima.

A organização da rede de drenagem reflecte a tectónica da área, especialmente, dos sistemas de fracturação regional (i.e., NW-SE a NNW-SSE, NE-SW a NNE-SSW e W-E), impondo os traços morfoestruturais à região (Brum Ferreira, 1978, 1980, 1991; Araújo *et al.*, 2003; Chaminé *et al.*, 2003a). Assim, estas estruturas maiores produzem uma compartimentação tectónica que, por sua vez, condiciona a distribuição das linhas de água, e consoante a litologia e a estrutura observam-se redes hidrográficas, em geral, do tipo rectangular e/ou dendrítico.

5.6. Localização dos depósitos: síntese bibliográfica

Do ponto de vista geológico a região entre o grande Porto e Ovar integra-se numa faixa metamórfica, com direcção geral NNW–SSE, que se prolonga desde os arredores do Foz do Douro (Porto) até Tomar (Chaminé *et al.*, 2003a), e que se designa por faixa de cisalhamento de Porto–Coimbra–Tomar (Gama Pereira, 1987, 1998; Dias & Ribeiro, 1993; Chaminé, 2000). Uma parte substancial da região está ocupada por depósitos pós-Miocénicos característicos da orla litoral da área em estudo (Araújo *et al.*, 2003). São vários os depósitos de caulino conhecidos, descritos e explorados nesta região (quadro 3). Desde o dealbar do Século XX que há referências aos depósitos de caulino portugueses, nomeadamente, quanto a aspectos regionais por (Delgado, 1905; Souza-Brandão, 1914; Pereira, 1944; Lapa, 1969, Barbosa, 1983-85). Mais recentemente, autores como Gomes *et al.* (1990), Bobos & Gomes (1998), Miranda *et al.* (1998) e Bobos *et al.* (2001) aprofundaram o conhecimento destas ocorrências, especialmente em termos de mineralogia e geoquímica de argilas.

Desde o término do século XIX que há referências aos depósitos de caulino portugueses, mas somente no início do século XX se fizeram alusões directas a este georrecurso e à sua génese. Foram dados a conhecer à comunidade científica considerações acerca deste tipo de depósitos através de trabalhos de Delgado (1905), Souza-Brandão (1914a,b), Ribeiro *et al.* (1943b), Pereira (1944), Soares de Carvalho (1944), Carrington da Costa (1938) e Coteló Neiva (1945). Posteriormente, autores como Lapa (1969), Barbosa (1983-85), Bobos & Gomes (1996, 1998), Bobos *et al.* (1996, 1998), Miranda (1997) e Miranda *et al.* (1998) deram o seu contributo para o conhecimento dos depósitos de caulino em Portugal (fig. 21). Desta forma é possível enumerar algumas das considerações que os autores supra-citados elaboraram acerca de depósitos e ocorrências de depósitos de caulino ao longo do NW Portugal.

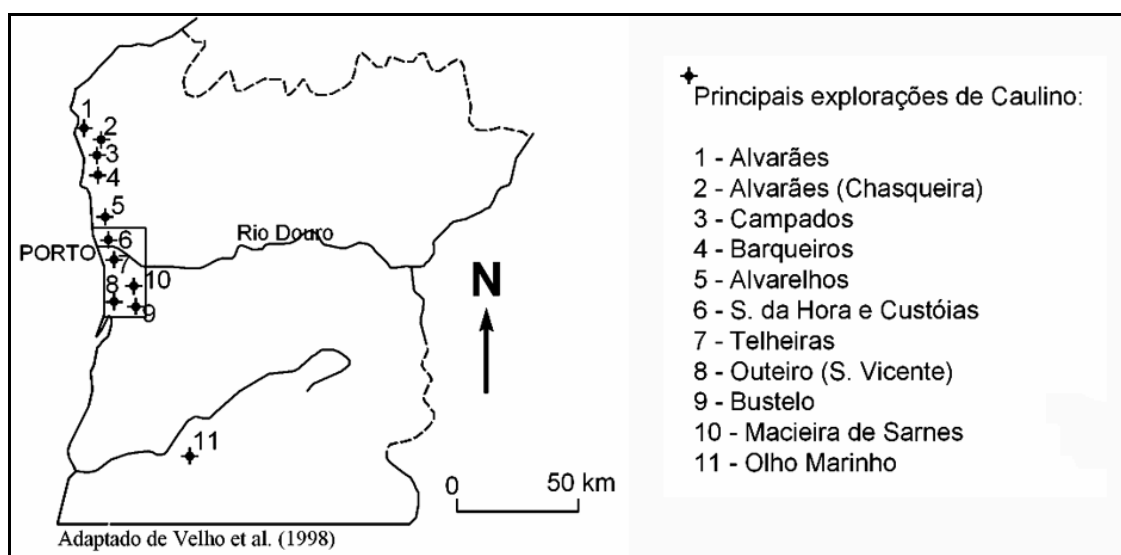


Figura 21- Principais ocorrências de caulino no NW de Portugal (adaptado de Velho *et al.*, 1998).

A primeira alusão directa a ocorrências de caulinos e sua exploração é feita por Delgado (1905), o qual escreve acerca da existência de alguns afloramentos de caulino em Souto, próximo a Mosteiró, no concelho de Santa Maria da Feira; o autor refere que este, material provém da alteração dos cristais de feldspato existentes num corpo pegmatítico ou num granito moscovítico existentes no seio de rochas gnaissicas. Menciona, também, a presença de outro material caulínítico originário da alteração de massas graníticas moscovíticas de forma lenticular e concordante com a foliação patente nos gnaisses.

Alguns anos mais tarde, Souza-Brandão (1914a,b), refere uma série de ocorrências e depósitos de caulino nos concelhos da Feira e de Ovar. Nestes trabalhos menciona *Valle Rico* (na grafia actual designa-se por *Vale Rico*), exploração que terá sido descoberta por mero acaso em meados de 1832 (Frasco, 2005) e abandonada aquando dos inícios dos trabalhos exploratórios em Fijô de Teobalde; esta exploração estaria, segundo o autor, em plena laboração em 1903. Além destas ocorrências, menciona também, depósitos em S. Vicente de Pereira Jusã e Válega. Todas as ocorrências referidas pelo autor eram, à altura, concessões da Vista Alegre. Alude, fundamentalmente, acerca de aspectos litológicos e estruturais das rochas circunvizinhas aos depósitos de caulino, que porventura lhes terão dado origem.

O depósito de *Valle Rico* é, historicamente, de grande importância para a Vista Alegre como empresa nacional de porcelana, uma vez que a sua descoberta ocorre pouco tempo depois da empresa ter obtido a designação de “*Real Fábrica da Vista Alegre*”, título que marca o reconhecimento pela sua arte e sucesso industrial. Aliado a estes factores, a descoberta deste depósito ocorre no início do período áureo da empresa, durante o qual a produção de porcelana portuguesa atinge o seu clímax em termos artísticos, qualidade de matéria-prima (de que o depósito de *Valle Rico* não é alheio) e procura por parte de compradores nacionais e estrangeiros.

Carrington da Costa (1938) refere a ocorrência de vários tipos de argila depositadas sobre o substrato ígneo, metamórfico ou aluvionar, em que o material apresenta várias cores, desde amarelo, vermelho e por vezes até branco. Faz menção às litologias de natureza ígnea e metamórfica, existentes na região e atenta que as litologias que se encontram preferencialmente caulinizadas são os granitos alcalinos em detrimento aos granitos porfiróides.

De forma muito ténue, Ribeiro *et al.* (1943), aquando da sua abordagem preliminar acerca dos depósitos e níveis pliocénicos e quaternários existentes nos arredores do Porto, referem-se, muito sucintamente, ao depósito de caulino situado em Telheira, Vila Nova de Gaia.

Pereira (1944), refere-se acerca das formações existentes em Portugal com haloisite, caulinite ou montmorilonite do ponto de vista cristaloquímico. No seu contributo, refere vários estudos efectuados tendo como objecto depósitos de caulino, como por exemplo o estudo químico do material proveniente do depósito de *Valle Rico* efectuado pelo Prof.

Lepierre datado do ano de 1899, fazendo igualmente alusão aos depósitos da região do Porto (nomeadamente o de S. Gens) e, por exemplo ao de S. Vicente Pereira Jusã (fig. 22).

Soares de Carvalho (1944), ao se dedicar à elaboração de um esboço geológico da região de Oliveira de Azeméis, faz referência a um depósito em Branca, que assenta sobre xistos; menciona, também, que na estrada de ligação de Lações e Bustelo, a estrada de Oliveira de Azeméis e Carregosa corta o gnaiss que se encontrava alterado em “salão” (na região de Oliveira de Azeméis, dá-se o nome de “salão” a uma massa esbranquiçada essencialmente constituída por caulino, resultante da alteração de gnaisses ou granitos). Cita, também a existência de manchas de caulino nos arredores de S. Vicente de Pereira Jusã e S. Martinho da Gândara e zonas pegmatíticas associadas a caulino na região do Pinhão.



Figura 22- Aspecto do depósito de S. Vicente de Pereira Jusã, à altura em plena laboração (reprodução de Pereira, 1944).

No ano subsequente, Coteló Neiva (1945), menciona novamente a exploração de caulino existente em Telheira, Vila Nova de Gaia; neste pequeno contributo relativo aos microturmalinitos da região a sul do Douro, e de modo mais pormenorizado relativamente à exposição realizada por Ribeiro *et al.*, dois anos antes, o autor enuncia várias considerações sobre o depósito de caulino de Telheira e faz uma breve referência a uma outra exploração de

caulino em Canidelo. Incide o seu estudo em vários aspectos desta exploração, nomeadamente o grau de alteração da rocha-mãe e estruturas filonianas presentes. Refere-se, também, a possíveis processos que terão dado origem ao caulino explorado neste local (fig. 23).

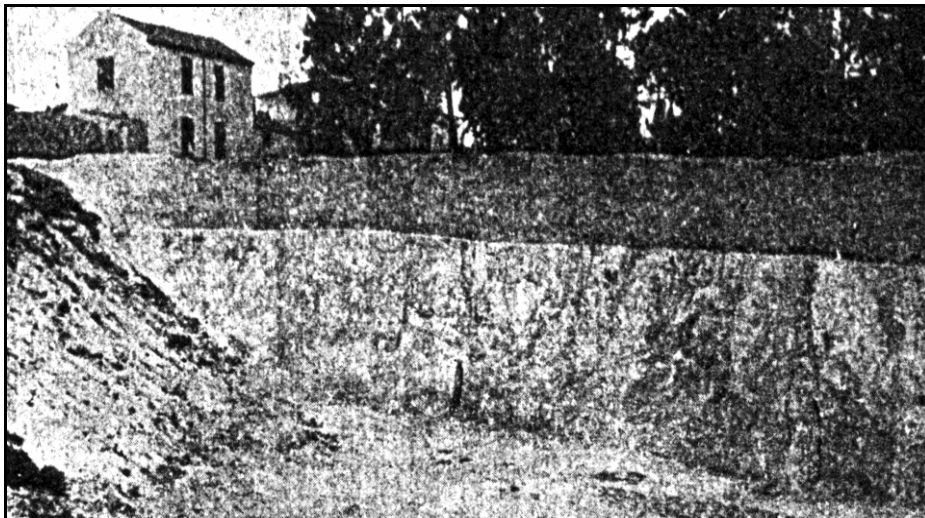


Figura 23- Aspecto do Barreiro da Telheira, V. N. de Gaia (Ribeiro *et al.*, 1943).

Teixeira *et al.* (1962), enquadrado na Carta Geológica de Espinho, refere uma série de depósitos de caulino nas regiões de Vila Nova de Gaia (Telheiras), Rio Meão e Beire. Relativamente a estes dois últimos depósitos (Beire e Rio Meão), afirmam que a caulinização surge de modo diferenciado, originando locais onde o caulino é mais branco; tais zonamentos, segundo os autores correspondem a bolsadas de natureza pegmatítica.

Segundo Teixeira & Assunção (1963), na região de Ovar destacam-se vários locais onde, na altura, se procedia à exploração de caulino. Esses depósitos localizam-se em Travanca, Souto, São Vicente de Pereira Jusã, São Martinho da Gândara e Barrocas.

Ainda acerca do depósito da Telheira, Lapa (1969) refere-se a ele de um ponto de vista meramente geológico e mineralógico. Ocupou-se, então, do estudo geológico e mineralógico do caulino de Telheira (Vila Nova de Gaia) caracterizando esta exploração (inactiva actualmente) pela ocorrência de horizontes caulíníticos no seio do granitóide de Lavadores, com possança métrica, intercalados nos depósitos flúvio-marinhos de idade plio-pleistocénica da região.

Após um hiato cronológico prolongado relativamente à referência de ocorrências e explorações de caulino, só em 1976, Teixeira & Zbyszewski se referem a este georrecurso ao

registarem a ocorrência de duas exploração de caulino na região de Aveiro, nomeadamente na região de Eirol. Para um inventário das principais pedreiras de substâncias minerais não-metálicas (argila, areia, granito, xisto, saibro,...) do distrito de Aveiro consultar o trabalho de Moreira (1974).

Pereira *et al.* (1980), referindo-se aos depósitos existentes na região de Oliveira de Azeméis (Macieira de Sarnes e Bustelo), proferem algumas opiniões relativas à sua formação; segundo os autores o caulino existente e explorado em Macieira de Sarnes resulta da alteração de granitóides gnaissicos albitos-moscovíticos, onde coexistem, também, produtos de alteração de corpos pegmatíticos. Relativamente ao caulino localizado em Bustelo, este é resultado da alteração, de igual modo, de granitóides gnaissicos com duas micas.

Barbosa (1983-85), faz um estudo global dos depósitos e ocorrências de caulino ao longo do NW de Portugal, fazendo alusões geológicas, geomorfológicas e estruturais da caulinização. Este autor sintetiza e descreve os principais depósitos de caulinos relacionados com as rochas graníticas e, em particular, refere-se às características geológicas e à génese destes depósitos aflorantes na faixa metamórfica de Espinho–Albergaria-a-Velha (caulinos de S. Vicente de Pereira Jusã na região de Ovar, caulinos de Macieira de Sarnes, na região de S. João da Madeira e caulinos de Pindelo e Bustelo, na região de Oliveira de Azeméis).

Gomes *et al.* (1990), referem-se aos depósitos de caulino portugueses, residuais e sedimentares sob o ponto de vista geológico, mineralógico e químico.

Bobos & Gomes (1996, 1998), Bobos *et al.* (1996a,b, 1998) e Miranda (1997) e Miranda *et al.* (1998) publicaram um conjunto de trabalhos de índole mineralógica sobre os depósitos de caulino de S. Vicente de Pereira Jusã (Ovar). Bobos *et al.* (1996a,b, 1998), descrevem o processo de greizenização no depósito de S. Vicente de Pereira Jusã e o seu enquadramento regional do ponto de vista geológico. Bobos & Gomes (1996), aludem exclusivamente acerca do depósito de S. Vicente de Pereira Jusã numa perspectiva genética, enquadrando-o do ponto de vista tectonoestratigráfico no país. Os mesmos autores referem-se ao depósito de S. Vicente de Pereira Jusã fundamentalmente do ponto de vista químico e genético (Bobos & Gomes, 1998). Mais recentemente, na sua tese de mestrado, Miranda (1997) foca a contribuição da alteração deutérica para a formação deste mesmo depósito, relacionando processos hidrotermais e a presença de fracturação tradicionalmente aceite como Varisca e a génese do depósito de caulino de S. Vicente de Pereira Jusã. A principal conclusão destas investigações é a de que o depósito de caulino atesta uma contribuição de fluidos hidrotermais que terão uma origem

metamórfica. Estes depósitos caracterizam-se por terem dois períodos de alteração: i) hidrotermal, caracterizado por uma alteração do tipo greisen, ou seja, representado pelas associações de quartzo+moscovite e quartzo+turmalina, um processo sin- a pós-fase D₂ varisca; ii) supergénico, sobreimposto a uma alteração pós-greisenização e expresso pela associação caulinite \pm illite, com uma transição da caulinite até haloisite-7Å. Para os autores referidos a actividade hidrotermal do depósito de caulino de S. Vicente de Pereira Jusã está relacionada com o facto de o afloramento estar associado com uma zona de cisalhamento dúctil e os fluidos hidrotermais estarem genética e espacialmente associados com intrusões félsicas e/ou com fluidos de origem metamórfica.

Quadro 3- Síntese dos depósitos de caulino descritos e estudados desde o início do séc. XX, na região o Porto e Aveiro.

Localização	Litologia	Estruturas	Tipo de depósito	Observações	Referências
Porto (Sra. da Hora)	Granito do Porto	Corredores de fracturação e alteração NNE-SSW a NNW-SSE	Residual	- Terraços Pliocénicos - Alteração superficial	Barbosa (1983-85) Gomes <i>et al.</i> (1990)
Porto (Viso de Cima)	Granito do Porto	Filões pegmatíticos, NNE-SSW a NNW-SSE	Residual	- Depósito em "funil" - Evidências de processos hidrotermais e pneumatolíticos	Barbosa (1983-85) Gomes <i>et al.</i> (1990)
V. N. Gaia (Telheiras)	Granito de Lavadores	Corredores de fracturação NW-SE	Residual + Sedimentar	- Depósito do Pliocénico - Evidências de processos hidrotermais e pneumatolíticos - Alterância de granitos e filões aplito-pegmatíticos que cortam o caulino sedimentar	Ribeiro <i>et al.</i> (1943) Cotelo Neiva (1945) Lapa (1969) Canilho (1975) Barbosa (1983-85) Pereira (1992)
Espinho (Rio Meão e Beire)	Micaxisto e gnaiss (Unidade de Lourosa)	Bolsadas pegmatíticas responsáveis pelo zonamento na caulinização	Residual	- Terraços Pliocénicos - Caulinização irregular e diferenciada - Contaminações de Óxidos de Ferro	Barbosa (1983-85) Teixeira & Perdigão (1962)
Ovar (S.Vicente de Pereira Jusã)	Granito médio a grosseiro, de duas micas	Intrusões feldspáticas, filões de quartzo e turmalina	Residual	- Plataforma Pliocénica - Depósito hidrotermal - Depósito alinhado NNW-SSE - Caulinização coincidente com a direcção de fracturação	Souza-Brandão (1914) Pereira (1944) Soares Carvalho (1944) Barbosa (1983-85) Gomes <i>et al.</i> (1990) Miranda (1997) Bobos & Gomes (1996, 1998) Bobos <i>et al.</i> (1996, 1998, 2001) Miranda <i>et al.</i> (1998)
Oliveira de Azeméis (Macieira de Sarnes e Pinhão-Pindelo)	Granito gnáissico, albitico-moscovítico	Filões de quartzo e aplito - pegmatitos	Residual	- Presença de produtos de alteração de material pegmatítico - Foliação do granito gnáissico N 20° -30° W - Turmalinização e greisenização - Indícios de processo hidrotermais e pneumatolíticos	Souza-Brandão (1914) Soares Carvalho (1944) Barbosa (1983-85) Gomes <i>et al.</i> (1990)
Oliveira de Azeméis (Bustelo)	Granito gnáissico, de duas micas de grão grosseiro	Filões de quartzo	Residual	- Foliação do granito gnáissico N 20°W - Caulinização até 20 m de profundidade, irregular - Cotas de 250 a 260 m - Indícios de processos hidrotermais e pneumatolíticos	Souza-Brandão (1914) Soares Carvalho (1944) Barbosa (1983-85) Gomes <i>et al.</i> (1990)

6

**Depósitos de caulino da região entre Gaia e Ovar:
os casos de estudo**

6. Depósitos de caulino da região entre Gaia e Ovar: os casos de estudo

6.1. Considerações iniciais

Na área da cidade do Porto, conhecem-se e exploram-se desde há muito jazigos de caulino (Sampaio, 1969). Apesar da abundância deste recurso geológico, com a evolução demográfica registada e a consequente expansão das zonas residenciais, as áreas de exploração de caulino na região do Porto encontram-se actualmente abandonadas. As principais ocorrências são: Senhora da Hora (São Gens), Monte dos Burgos, São Mamede de Infesta, Leça do Balio e Custóias (fig. 24).

A Sul do rio Douro afloram uma série de depósitos de caulino, donde se destacam, especialmente, os depósitos da Telheira (Gaia), de Rio Meão e Beire (Feira), de S. Vicente de Pereira Jusã (Ovar), de Macieira de Sarnes (S. João da Madeira), de Pindelo e Bustelo (Oliveira de Azeméis). A maioria dos corpos granitóides e pegmatóides caulinizados afloram em rochas gnáissicas (Unidade de Lourosa) e graníticas da faixa metamórfica de Porto-Albergaria-a-Velha (Chaminé, 2000).

Os depósitos de Beire e Rio Meão ocorrem em terrenos constituídos por rochas gnáissicas com diferenciações pegmatíticas irregulares de reduzidas dimensões. Na região de Ovar localizam-se vários corpos granitóides caulinizados, com orientação NNW-SSE. Esses depósitos encontram-se, de modo descontínuo, em Travanca, Souto, São Vicente de Pereira Jusã, São Martinho da Gândara e Barrocas. Reconhecem-se estruturas filonianas quartzosas e turmalinitos, com orientação média N60°E. Na área de Oliveira de Azeméis destacam-se os depósitos de caulino de Macieira de Sarnes e Bustelo. O caulino aflorante em Macieira de Sarnes resultou da alteração de granitóides gnáissicos albitos-moscovíticos, onde coexistem, também, produtos de alteração de corpos pegmatíticos. Relativamente ao caulino explorado em Bustelo, este deriva de processo de alteração idêntico, em rochas granitóides gnáissicas de duas micas.

Os afloramentos cauliníticos de Macieira de Sarnes ocorrem no seio de gnaisses albitos-moscovíticos de grão grosseiro, que patenteiam uma orientação preferencial N20°W e enquadram-se na Unidade de Pindelo (Chaminé, 2000). A área encontra-se intensamente tectonizada e com inúmeras estruturas filonianas quartzosas e/ou aplito-pegmatíticas, com uma direcção média N45°E. A ocorrência de Bustelo aflora num granito gnáissico, de duas micas de grão grosseiro. Toda a área se encontra igualmente tectonizada e abundam estruturas filonianas, com orientações médias N30°W e N60°E.

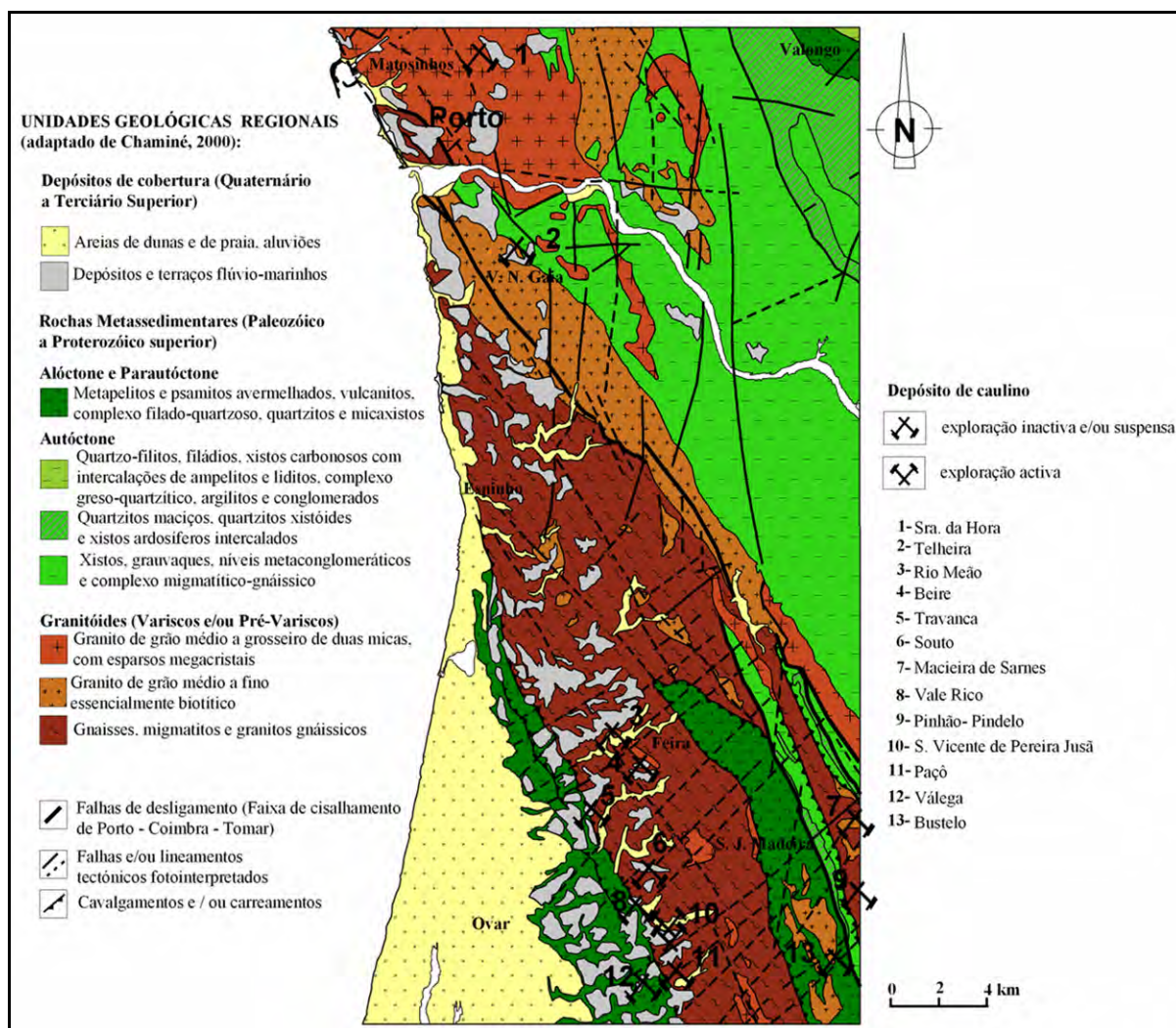


Figura 24- Esboço geológico da faixa metamórfica de Porto-Albergaria-a-Velha, com as ocorrências de caulino (base geológica adaptada de Chaminé, 2000).

A maioria dos autores (e.g., Gomes *et al.*, 1990; Bobos *et al.*, 1996a,b, 1998; Miranda *et al.*, 1998; Bobos *et al.*, 2001) que estudaram em pormenor a mineralogia e geoquímica dos materiais de caulino sugerem que os processos primordiais para a formação dos depósitos referidos, estão relacionados intrinsecamente com processos hidrotermais e pneumatolíticos, materializados pela presença frequente de turmalinização e greisenização. Além disso, estes processos explicar-se-iam, em parte, pelo contexto geotectónico dos depósitos, i.e., o contributo dos geofluidos ao longo das megaestruturas tectónicas regionais do segmento de Porto-Albergaria-a-Velha enquadradas na faixa de cisalhamento de Porto-Coimbra-Tomar (Chaminé *et al.*, 2003a) Estas estruturas seriam fundamentais para gerar sectores com uma

elevada densidade de fracturação, materializados por nós tectónicos que promoveriam o estado de alteração (caulinização), associada a processos hidrotermais, dos materiais granitóides e gnáissicos.

6.2. Os casos de estudo: estratégia da investigação adoptada

O acesso aos vários depósitos seleccionados para o presente estudo, localizam-se numa região relativamente restrita, tornando-se fácil e rapidamente acessíveis por via rodoviária. As estradas IC2 e estrada-nacional EN 109 são as rodovias principais da região que mais facilmente permitem, através de estradas secundárias, a ligação aos locais a estudar.

Por uma questão de conveniência na sistematização dos dados relativos aos diferentes depósitos, optou-se por distribuí-los em grupos distintos, tendo em consideração a localização geográfica e geológica, isto é, incluíram-se num mesmo grupo depósitos que se localizam numa mesma área e num mesmo contexto geológico, especialmente ao nível da similitude litológica.

Aplicando a abordagem anteriormente referida, estabeleceram-se dois grupos, o primeiro dos quais inclui os depósitos de S. Vicente de Pereira Jusã, S. Martinho da Gândara e Outeiro, sem esquecer referências como Souto e Mosteiro, que se designou por **Grupo de S. Vicente de Pereira Jusã**. O segundo desses grupos inclui os depósitos do Bustelo e de Macieira de Sarnes, além das ocorrências do Pinhão-Pindelo, e que se optou por designar por **Grupo do Bustelo**. Actualmente, nenhuma das explorações, a de Macieira de Sarnes e do Bustelo se encontra em laboração, encontrando-se em estado de abandono. Um terceiro grupo foi definido tendo como único componente o depósito da **Telheira** (V. N. Gaia), o mais a Norte existente na área estabelecida para este estudo.

O cerne do presente trabalho, como já foi referido, tenciona demonstrar a relação existente entre a presença de depósitos ou simples ocorrências de caulino ao longo da faixa metamórfica de Espinho–Albergaria-a-Velha e estruturas tectónicas, nomeadamente, estilos e regimes de deformação. Desta forma, foi dada redobrada importância a todos os dados relacionados com as estruturas lineares encontradas no local da exploração e nas suas imediações. O trabalho que se mostrou mais fecundo para consumir este objectivo foi a observação exaustiva de fotografia aérea e o seu cruzamento com dados ligados à morfologia e geologia da região. Tal método permitiu, além da confirmação de dados cartográficos e bibliográficos, efectuar um enquadramento mais abrangente e preciso de toda a região onde se

localizam as explorações, assim como da área de concessão em especial; além disso, permitiu também, obter um elevado número de dados, isto é, foi estimado o padrão preferencial da fracturação regional. Além disso, estudou-se no terreno pormenorizadamente o grau de fracturação local de dois depósitos de caulinos para se cruzar com a rede de fracturação regional previamente definida e, assim, se conceptualizar o sistema de fracturação multi-escala.

6.3. Grupo de S. Vicente de Pereira Jusã

A existência de depósitos de caulinos (em exploração activa ou abandonada) é bastante prolífera na região abrangida pela carta de Ovar, visto que várias são as concessões conhecidas nesta região. O designado *Grupo de S. Vicente de Pereira Jusã*, é constituído pelo próprio depósito de São Vicente Pereira Jusã (figs.25 e 26), juntamente com os de São Martinho da Gândara e do Outeiro.



Figura 25- Aspecto da frente sul da exploração do depósito de S. Vicente de Pereira Jusã.



Figura 26- Aspecto da frente norte da exploração do depósito de S. Vicente de Pereira Jusã.

6.3.1. Localização

Os depósitos do grupo S. Vicente de Pereira Jusã encontram-se referenciados na folha 153 (Ovar), da Carta Militar de Portugal, à escala 1/25.000, do Instituto Geográfico do Exército. A região onde este depósito se encontra (Teixeira & Assunção, 1963) é uma vasta área aplanada, composta maioritariamente por aluviões na orla mais litoral da região e por terraços flúvio-marinhos do Pliocénico e depósitos fluviais e aluviais do Plio-Plistocénico. A extensão do depósito de caulino está estimada em cerca de 11km² (Miranda, 1997).

De forma a aceder aos depósitos de S. Vicente de Pereira Jusã, onde poderemos incluir os depósitos de S. Martinho da Gândara e do Outeiro, segue-se pela E.N.109 até ao cruzamento de Vilarinho, seguindo nesta localidade a E.N. 536-1 e posteriormente a E.N. 534 em direcção a Outeiro, onde se encontra um dos depósitos em questão (fig. 27).

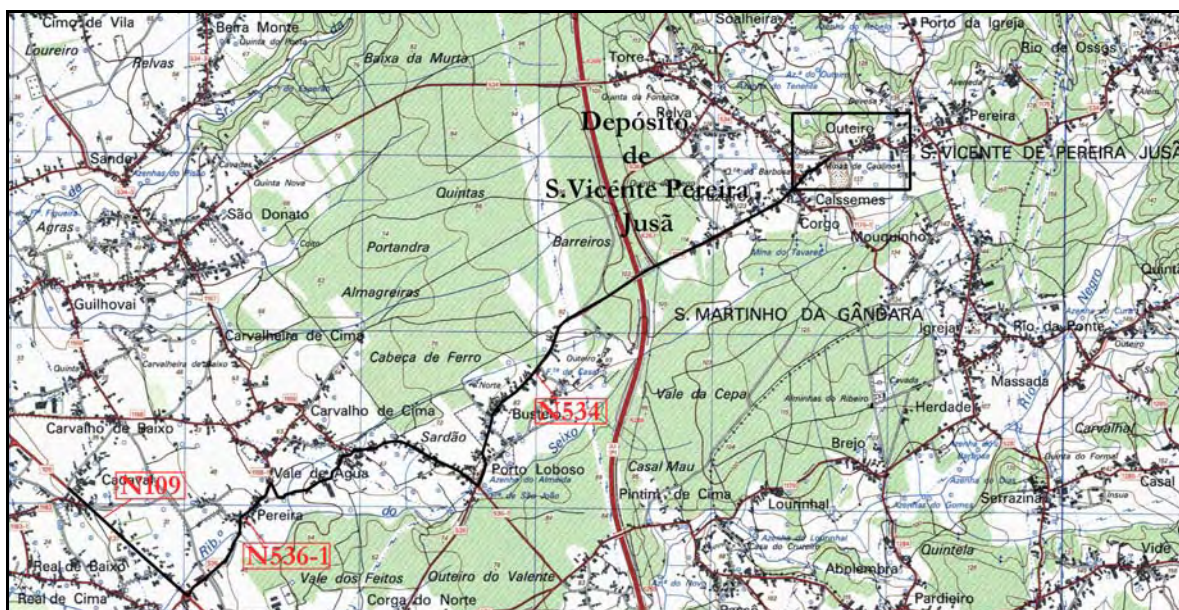


Figura 27- Localização do depósito de S. Vicente de Pereira Jusã (base topográfica: Carta Militar de Portugal, 153- Ovar, à escala 1/25.000, do Instituto Geográfico do Exército).

6.3.2. Morfologia

Os relevos mais imponentes na região onde se enquadram o depósito de S. Vicente de Pereira Jusã, encontram-se a NE e a SE da cidade de Ovar, entre Vila da Feira e S. Martinho da Gândara, sendo que as cotas mais elevadas correspondem aos v.g. de S. Estêvão, nas imediações de Mosteiro, com 273m, ao de Crasto, em S. Martinho da Gândara, com altitude de 242m e ao v.g. de Agoncida com 229m. Estas elevações constituem o denominado *Relevo Marginal* (*sensu* Araújo, 1991), que se dispõe de modo rectilíneo, aparentemente descontínuo, com direcções variáveis entre NNW a NNE. Morfologicamente estes relevos marcam a divisão entre a plataforma litoral e o interior, podendo ter como terrenos de cobertura terraços de natureza fluvial, que regra geral se localizam em cotas entre 50-130m. No limite litoral, onde o relevo se mostra menos vigoroso, localiza-se a chamada plataforma litoral, com cotas abaixo dos 50m, onde se constata a existência de terraços de natureza marinha (Araújo, 1991; Araújo *et al.*, 2003). O relevo patenteado nesta região encontra-se condicionado por diversos lineamentos tectónicos, cuja importância é notória, relacionados com os eventos geotectónicos variscos, cuja presença impõe um aspecto rectilíneo ao *Relevo Marginal*.

Numa perspectiva mais detalhada, a exploração de S. Vicente de Pereira Jusã localiza-se no topo de uma extensa plataforma aplanada cujas cotas se encontram compreendidas entre

os 100 e 150m. A superfície aplanada pertence à plataforma litoral que, neste caso, constitui o último patamar de contacto com as colinas interiores que fazem parte do denominado *Relevo Marginal* (fig. 28).

A superfície aplanada na qual se encontra o depósito apresenta uma cota média de cerca de 125m; pode dizer-se que, do ponto de vista topográfico, esta dita superfície aplanada encontra-se condicionada por um sistema de estruturas de natureza tectónica, nomeadamente lineamentos e escarpas de falha (fig. 29).

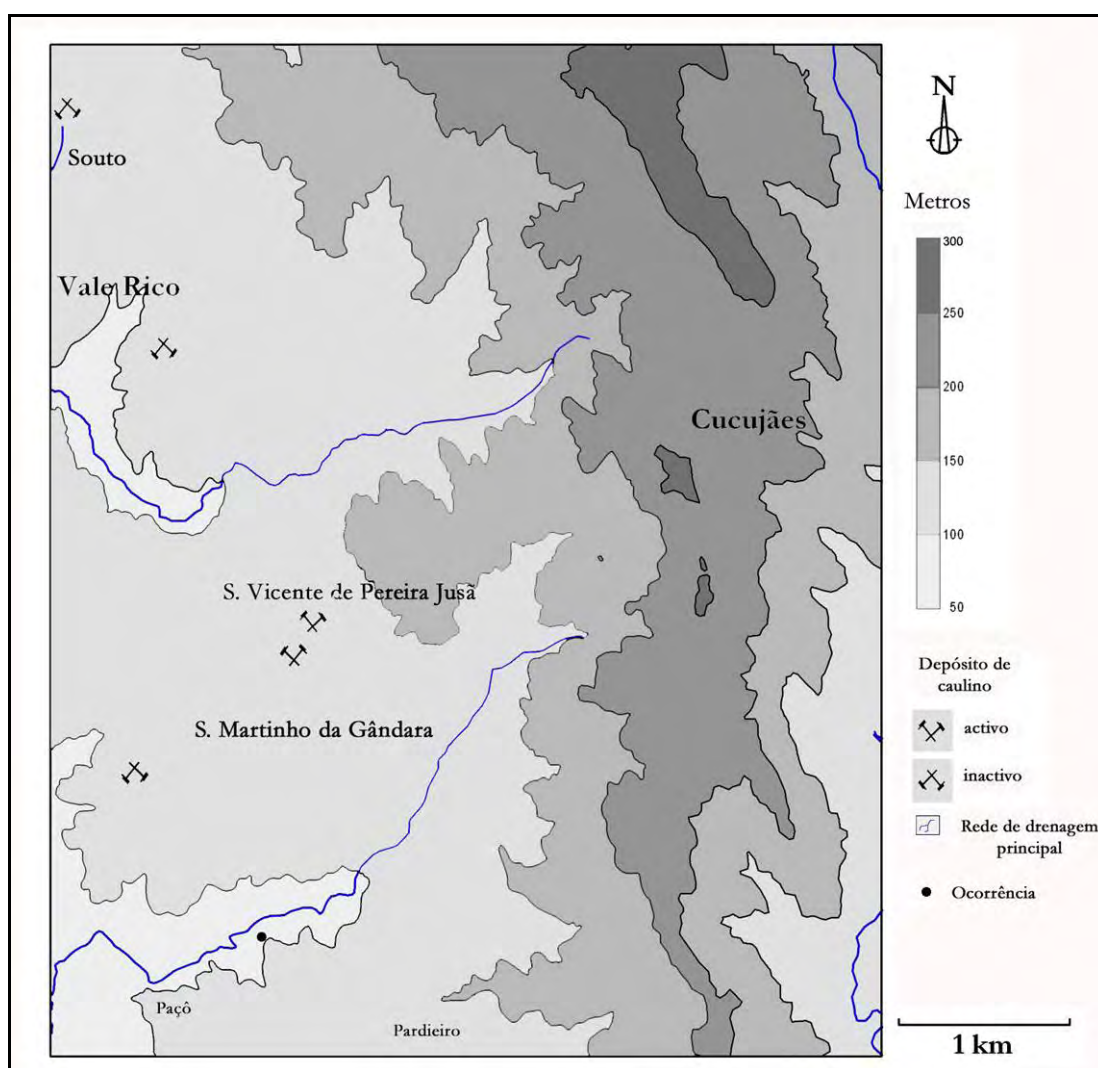


Figura 28 – Mapa hipsométrico da área do Grupo de S. Vicente de Pereira Jusã.

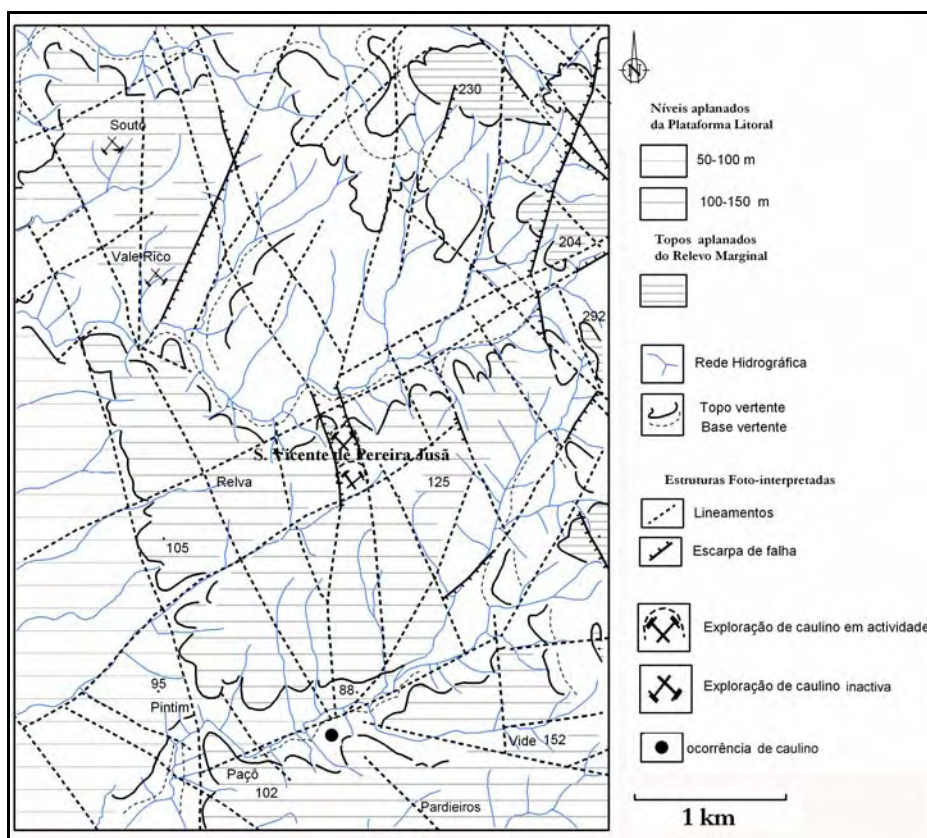


Figura 29– Esboço geomorfológico da área do grupo de S. Vicente de Pereira Jusã.

Cada uma das estruturas referidas vão ser fundamentais, quer no traçado da topografia do terreno quer na dispersão da rede hidrográfica, observando-se que a topografia no local do depósito de S. Vicente de Pereira Jusã está condicionada pela existência de escarpas de falha que são responsáveis pela variação de cotas patentes no local; por outro lado, torna-se perceptível que a rede hidrográfica principal da área está afectada pelo sistema de fracturação com direcção NE-SW, enquanto que a rede hidrográfica secundária vê a sua dispersão definida pela fracturação N-S que pode rodar para NNW-SSE.

6.3.3. Litologia

O depósito de S. Vicente de Pereira Jusã encontra-se implantado em terrenos da plataforma plio-pleistocénica, que se comporta como terreno de cobertura de materiais altamente metamorfizados, compostos fundamentalmente por micaxistos, gnaisses e migmatitos.

Considerando a região circundante ao limite da exploração, registam-se vários afloramentos granitóides, incluídos estratigraficamente no membro superior da denominada Unidade de Lourosa (Chaminé, 2000; Chaminé *et al.*, 2003). A Unidade de Lourosa é uma unidade tectonoestratigráfica composta por materiais de natureza metamórfica, nomeadamente gnaisses, migmatitos e micaxistos (por vezes com granada), além de intercalações de xistos anfíbolíticos e anfíbolitos. Esta unidade encontra-se dividida em dois membros (Chaminé, 2000), superior e inferior; uma vez que se verifica uma predominância de litologias migmatíticas e anfíbolíticas, com posições bem definidas entre si e as unidades adjacentes. O membro inferior da Unidade de Lourosa é constituído por migmatitos, nos quais se constata a presença de corpos lenticulares com orientação NW-SE de ortognaisses biotíticos e gnaisses granitóides, enquanto que o membro superior é basicamente constituído por micaxistos biotíticos de cor castanha escura, por vezes, granatíferos e, bem assim, com níveis de quartzo. Em alguns pontos, estes micaxistos, assumem uma cor avermelhada e/ou amarelada em virtude do estado de alteração que apresentam. Por vezes, estas rochas metassedimentares encontram-se intruídas por gnaisses granitóides tomando a forma de apófises, de rosários ou de lenticulas, chegando mesmo desenvolver estruturas migmatíticas.

Os afloramentos granitóides denotam um alinhamento geral NW-SE. Estes afloramentos tratam-se de um granito de grão médio a grosseiro, com intrusões de várias naturezas, nomeadamente feldspáticas, quartzosas e pegmatíticas (fig. 30), e com uma certa tendência para aflorarem granitóides gnáissicos. Estes corpos, nomeadamente as intrusões quartzosas, assumem direcções preferenciais coincidentes com a orientação dos corpos graníticos, NW-SE (Soares de Carvalho, 1944; Barbosa, 1983-85; Chaminé, 2000). O grupo de S. Vicente de Pereira Jusã relaciona-se com a alteração de litologias pertencentes ao membro superior da Unidade de Lourosa, nomeadamente os gnaisses granitóides (figs.31 e 32).



Figura 30– Aspecto do cortejo filoniano, denominado “greisen”, existente no depósito de S. Vicente de Pereita Jusã.



Figura 31- Aspecto do contacto entre a os metassedimentos e o corpo granítico.

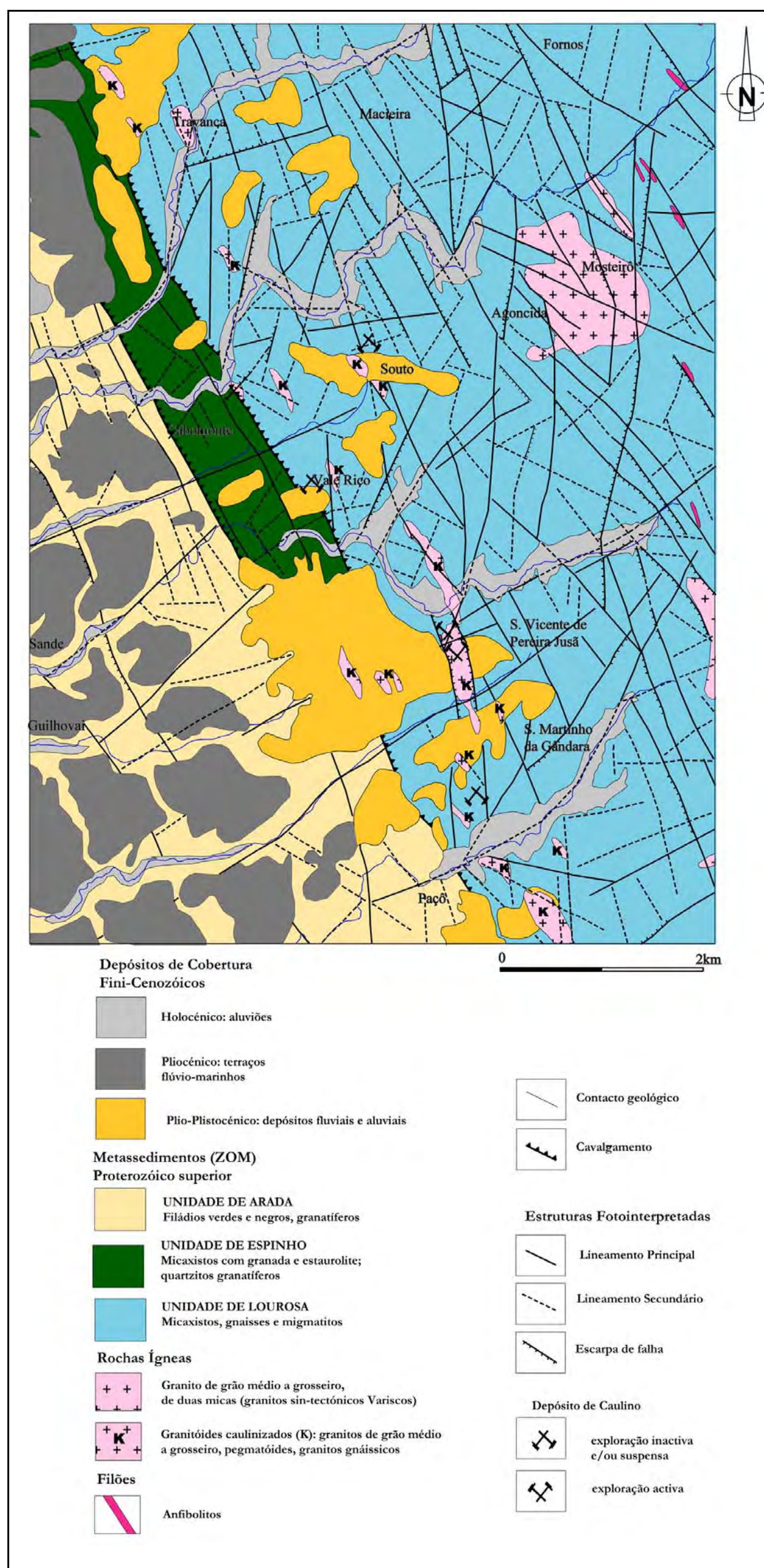


Figura 32- Esboço geológico-estrutural da área do Grupo de S. Vicente de Pereira Jusã (base geológica adaptada e reinterpretada de Teixeira & Assunção, 1963; Barbosa, 1983-85; Chaminé, 2000).

6.3.4. Génese

Em relação a este depósito, já autores como Souza-Brandão (1914) se indagavam e apresentavam hipóteses acerca da génese desta ocorrência; este autor sugeria que os agentes de alteração das rochas primordiais, isto é, das intrusões ígneas e corpos pegmatíticos existentes em abundância no local, seriam águas de infiltração carregadas de anidrido carbónico e de oxigénio. Pereira (1944), referindo-se às formações geológicas portuguesas com haloisite, caulinite e montmorilonite, refere-se a este depósito com uma abordagem fundamentalmente mineralógica, realizando várias análises de cariz físico-químico e industrial do material explorado.

No que toca aos processos genéticos que terão levado à formação do material caulínico do depósito de S. Vicente de Pereira Jusã, a autora afirma que os processos de alteração que levaram à formação da caulinite estudada seriam processos de natureza superficial, apesar de se referir ao facto de para que se formem depósitos de caulino suficientemente extensos seria necessária a intervenção de “*águas termais*” (Pereira, 1944), seguida de alteração superficial. No caso em questão, as rochas precursoras deste tipo de caulino seriam rochas feldspáticas, como granitos e pegmatitos.

Posteriormente, outros autores deram um importante contributo para o aprofundar dos conhecimentos genéticos (e.g., Barbosa, 1983-85; Gomes *et al.*, 1990; Bobos & Gomes, 1996; Bobos *et al.*, 1996a,b; Miranda, 1997; Bobos & Gomes, 1998; Bobos *et al.*, 1998; Miranda, 1998; Bobos *et al.*, 2001), sempre tendo em consideração a acção preambular, e fundamental, de fluidos de natureza hidrotermal, que serviram como preparação para a acção posterior de fluidos meteóricos e consequente alteração superficial do material existente. Efectivamente, são vários os factores indicativos para aceitar a acção hidrotermal como agente primordial e fundamental na formação deste depósito de caulino, nomeadamente a existência das já citadas estruturas filonianas, mineralizadas em quartzo e turmalina (*greisen*) e corpos pegmatíticos.

A acção hidrotermal terá sido favorecida pela densa rede de fracturas existentes no local, que terá funcionado como armadilha estrutural e conduta de fluidos hidrotermais. Assim, a intrincada rede de fracturas terá facilitado a ascensão e circulação de fluidos profundos, relacionados, quer genética quer espacialmente, pela intrusão de granitóides ou com fluidos metamórficos (Miranda, 1997). A mesma autora, munida de dados microtermométricos, afirma que a formação do caulino teria sido consumada em presença de um fluido hidrotermal, com desenvolvimento máximo a cerca de 220°C e baixa pressão. A

mesma rede de fracturas terá permitido *a posteriori* a infiltração e consequente circulação de fluidos de origem meteórica, que em última instância, terão sido os responsáveis pela alteração efectiva do material migmatítico e promovido, de igual forma, a formação de material caulínítico.

6.3.5. Fracturação

Como é sabido, toda a região aqui em debate encontra-se intensamente deformada devido à acção da Orogenia Varisca; não é, assim, de estranhar que as principais estruturas que se evidenciam em toda a área nas imediações do depósito se prendam com aspectos causados por toda essa dinâmica. As intrusões filonianas de quartzo e turmalina reconhecidas no terreno apresentam uma orientação média N60°-70°E (fig. 34).

Quando analisada detalhadamente a região presentemente mencionada, verifica-se que em todas estas explorações, assim como outras, de que a do Souto é exemplo, há um nítido alinhamento com orientação NW-SE, alinhamento esse que se estende tanto para Norte como para Sul desta área.

Foi realizado um trabalho de levantamento de lineamentos tendo como base dados obtidos através de interpretação de fotografia aérea e pelo cruzamento de dados de campo e cartográficos. Obteve-se, para o caso do depósito de S. Vicente de Pereira Jusã, uma amostra de 408 lineamentos. Os dados daqui obtidos foram tratados e projectados recorrendo ao programa “*StereoNet for Windows version 3.03*”, para realização de diagrama de rosetas (fig. 33).

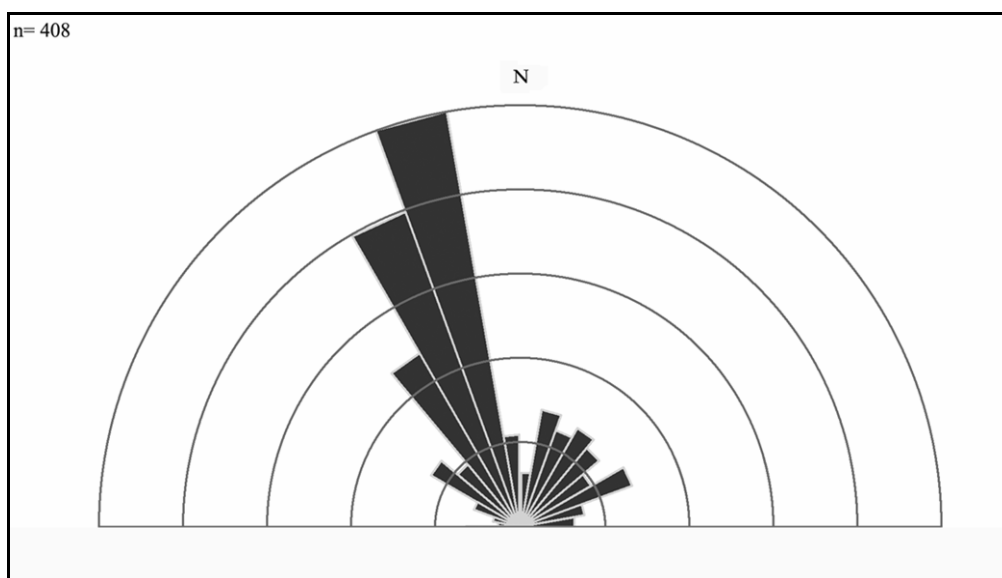


Figura 33- Diagrama de Rosetas representativo das direcções evidenciadas pela fracturação na região do depósito de S. Vicente de Pereira Jusã.

Observa-se, após projecção dos lineamentos tectónicos, que a direcção preferencial é notoriamente o alinhamento do quadrante NW (orientação média NW-SE a NNW-SSE), apesar de se admitir ligeiras variações de direcção no mesmo quadrante. Pode ainda dizer-se que a direcção NE-SW, conjugada da orientação anterior, também é representativa.

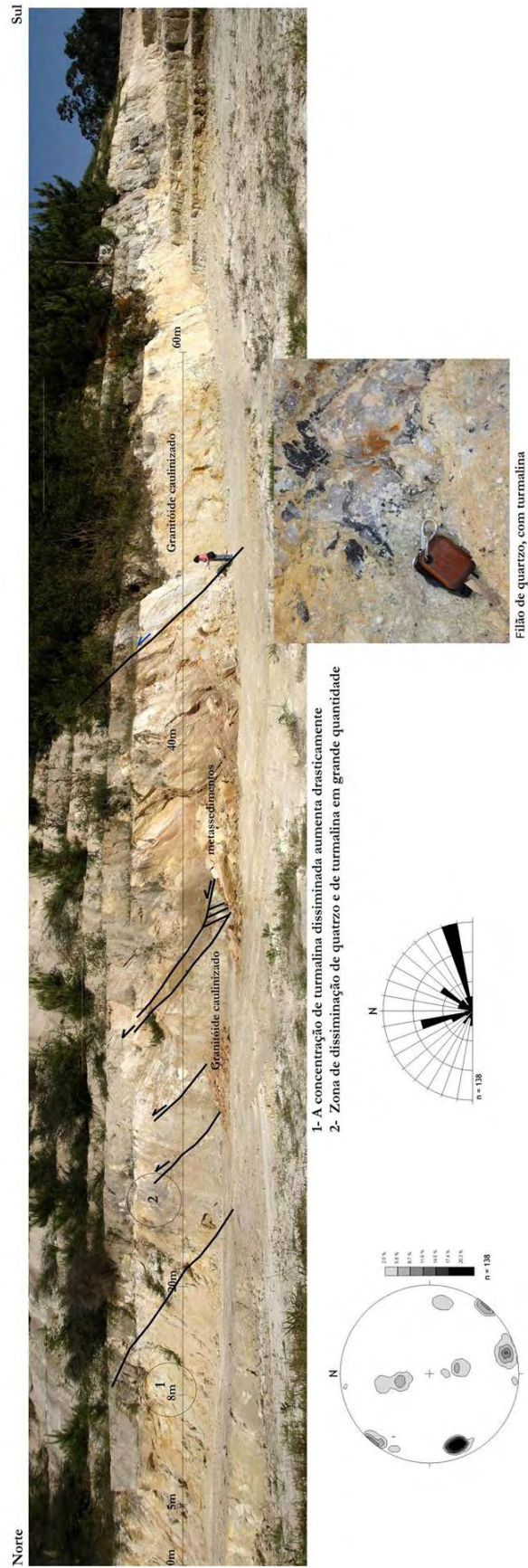


Figura 34 Painel estrutural de campo relativo ao depósito de S. Vicente de Pereira Jusã.

6.3.6. Síntese

A exploração de caulino de S. Vicente de Pereira Jusã localiza-se, do ponto de vista geomorfológico, no topo de uma extensa plataforma aplanada, que atinge cotas com valores que variam entre os 100 e os 200m. Aspectos como a topografia e rede hidrográfica encontram-se condicionados pela rede de fracturação, que mais não são do que o produto da acção geodinâmica regional.

É visível a presença de elementos morfoestruturais como escarpas de falha, com direcções NNW-SSE a condicionar a existência de diferenças de nível nos valores de cota presentes no terreno. Relativamente à implantação da rede hidrográfica, denota-se que também aqui a fracturação teve a sua acção, visto que as redes de drenagem tomam direcções coincidentes com as direcções NNW-SSE e N-S.

O depósito de S.Vicente Pereira Jusã encontra-se implantado em terrenos de características fundamentalmente de natureza ígnea ou metamórfica, onde se observam afloramentos rochas granitóides e metassedimentares, nomeadamente granitos, gnaisses e micaxistos, nas imediações do depósito. Este contacta por falha com os micaxistos pertencentes ao membro superior dessa mesma unidade.

Na região circundante ao depósito ocorre uma série de afloramentos graníticos que evidenciam um nítido alinhamento NW-SE, direcção esta que após um estudo estatístico se verificou ser a direcção mais comum da fracturação patente na região. No entanto, verifica-se que a caulinizacão surge seguindo um alinhamento NE-SW, coincidente com a orientação de uma outra família de fracturas, a segunda mais comum na região.

Como já se vem referindo de modo veemente ao longo deste trabalho, constata-se que a rede de fracturação é bastante intensa, factor que promove a elevada taxa de circulação de fluidos de várias naturezas, nomeadamente de natureza hidrotermal e meteórica. Consequentemente, e como resultado deste fenómeno, verifica-se a existência em toda a região, assim como na zona de exploração de caulino, uma série de filões mineralizados em turmalina e quartzo (*greisen*) e pegmatitos. Verifica-se que é ao longo destes lineamentos que, de um modo preferencial, a alteração da rocha migmatítica ocorre, dando origem ao caulino explorado.

6.4. Grupo do Bustelo

6.4.1 Localização

O depósito de Bustelo encontra-se referenciado na folha 154 (S. João da Madeira), da Carta Militar de Portugal, à escala 1/25.000, do Instituto Geográfico do Exército. Este grupo de depósitos localiza-se na área abrangida pela folha 13-D de Oliveira de Azeméis da Carta Geológica de Portugal (Pereira *et al.*, 1980).

Para aceder ao depósito de Bustelo, utiliza-se o I.C.2 até Oliveira de Azeméis, segue-se nesse ponto a E.N. 227-1 em direcção a Bustelo até atingir o local de Mata do Covo (na bibliografia citada como Quinta do Covo) onde se situa o depósito em questão (fig. 35).

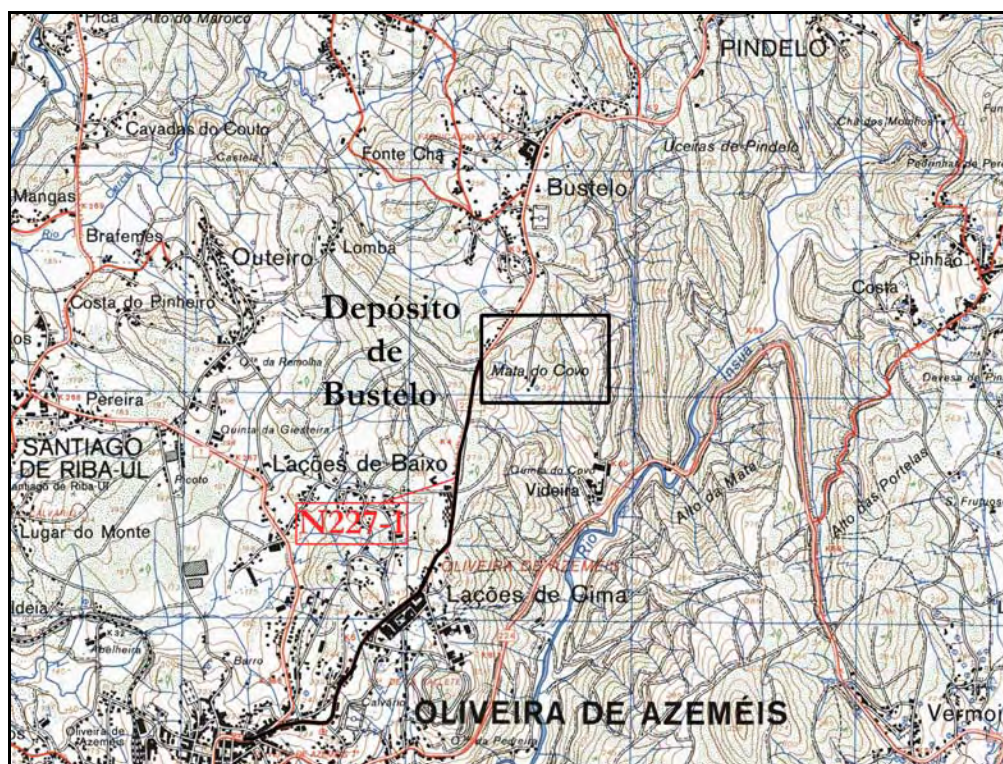


Figura 35- Localização do depósito de Bustelo (base topográfica: Carta Militar de Portugal 154- S. João da Madeira, à escala 1/25.000, do Instituto Geográfico do Exército).

O depósito de Macieira de Sarnes pode ser acedido recorrendo ao I.C. 2 até S. João da Madeira; a partir desta localidade deve seguir-se a N227 em direcção a sul, até ao cruzamento em Travessas, altura em que se toma a direcção de Macieira de Sarnes utilizando a N327 até ao lugar da Devesa. (fig. 36).



Figura 36- Localização do depósito de Macieira de Sarnes (base topográfica: Carta Militar de Portugal 154- S. João da Madeira, à escala 1/25.000, do Instituto Geográfico do Exército).

6.4.2. Morfologia

O relevo da região é condicionado, na sua grande parte, pela tectónica Varisca, facto esse que se evidencia pela orientação geral das estruturas e litologias aflorantes ser NW-SE a NNW-SSE e NE-SW a NNE-SSW (fig.37 e 39). Toda a região é bastante montanhosa, havendo relevos com cotas consideráveis. A existência de elevações encontra-se definida por diferentes sectores de compartimentação morfotectónica (Brum Ferreira, 1978, 1980; Chaminé *et al.*, 2004; Teixeira *et al.*, 2005); as cotas mais elevadas correspondem aos 645m (Pedra Aguda), a Sul de Vale de Cambra.

No que respeita ao posicionamento da exploração de caulino do Bustelo (fig. 38), pode constatar-se que este depósito está implantado no topo de uma superfície aplanada, que atinge valores entre os 200m e os 250m de altitude (fig. 37). Esta superfície localiza-se na base de uma escarpa de falha existente a leste que promove uma variação de cota importante na área (fig. 39).

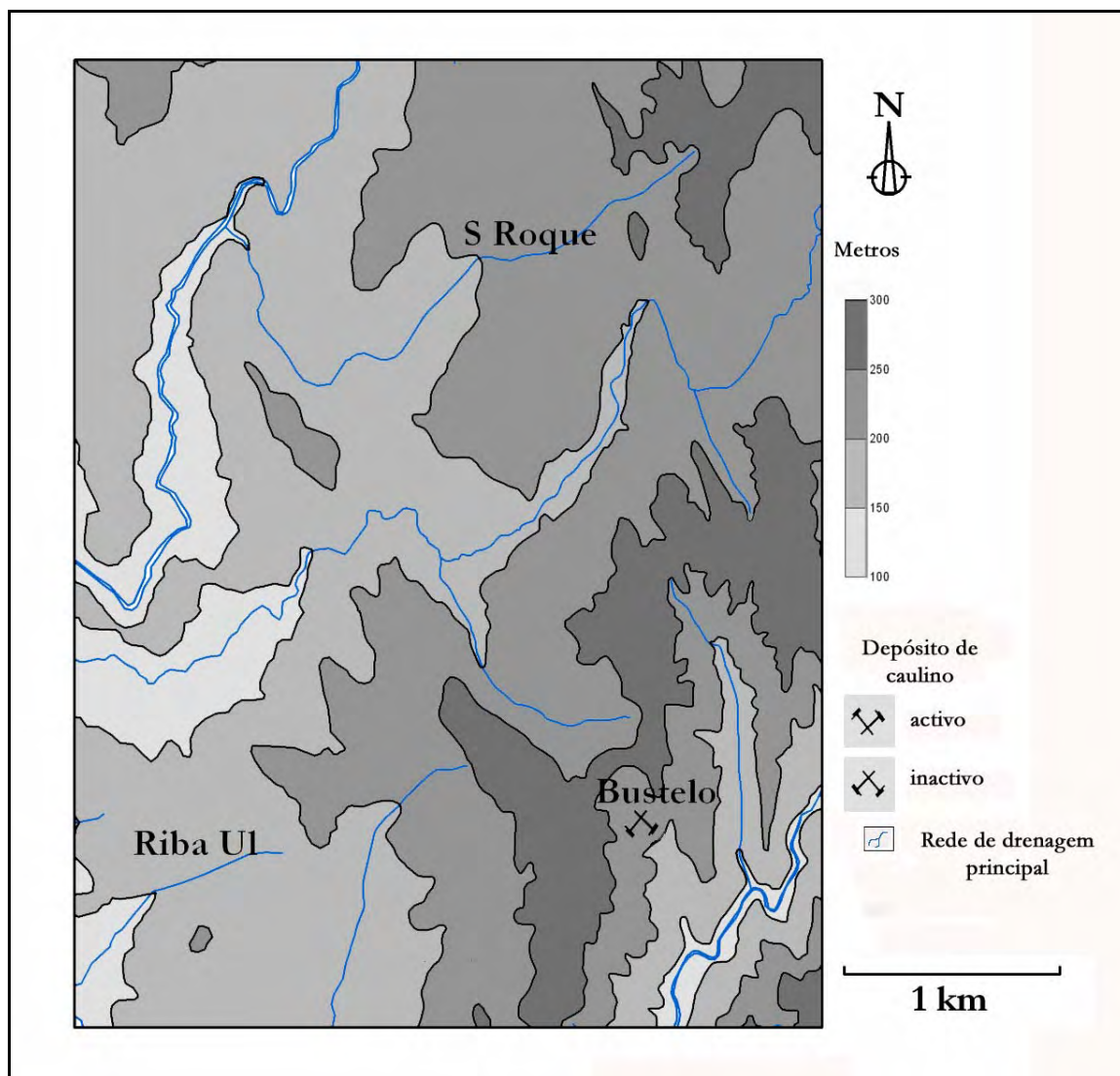


Figura 37- Mapa hipsométrico da área do depósito de Bustelo, do Grupo do Bustelo.

Toda a superfície em questão encontra-se altamente afectada pela fracturação regional que vai ser a responsável pelo traçado da rede hidrográfica; neste caso, a rede de drenagem principal assume direcções NNE-SSW; enquanto que a rede hidrográfica secundária dispersa-se segundo NNW-SSE e, em alguns locais, com direcção média N-S (fig. 39).



Figura 38- Aspecto do depósito de caulino do Bustelo, frente Norte.

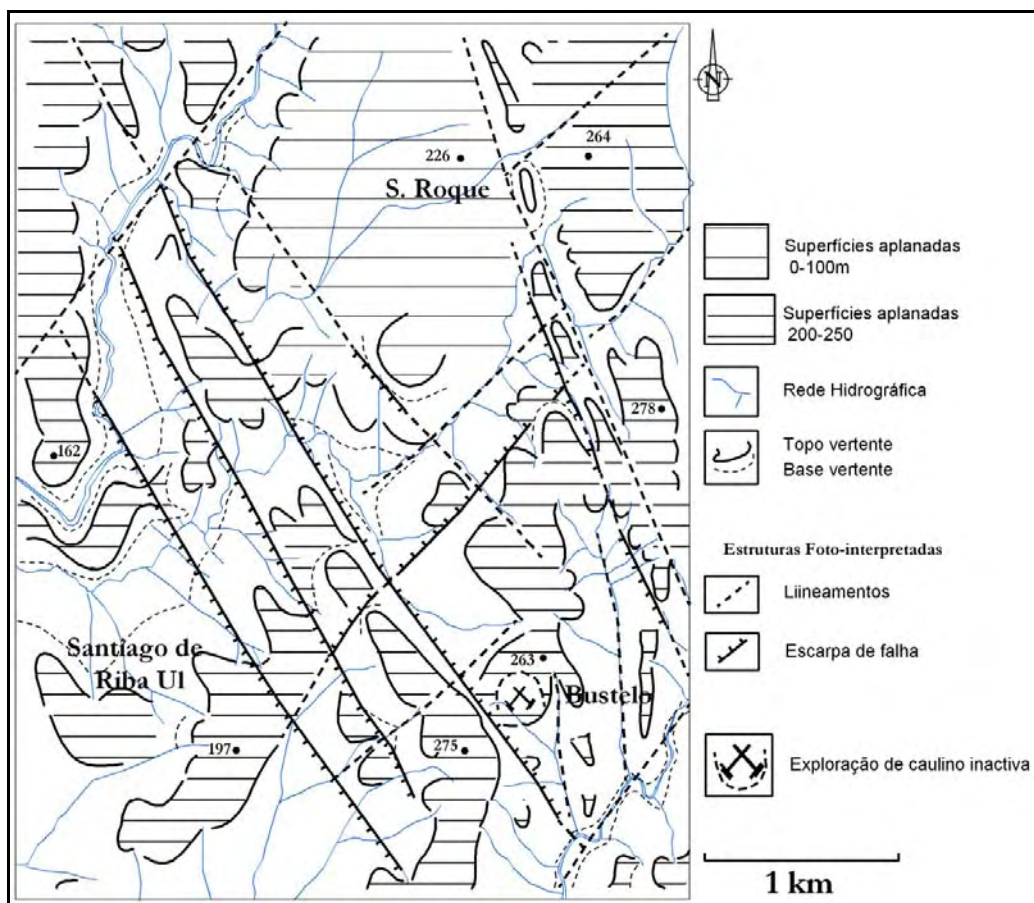


Figura 39- Esboço geomorfológico da área do depósito de Bustelo, do Grupo do Bustelo.

O depósito de Macieira de Sarnes (fig. 40) composto por duas frentes de exploração (aqui diferenciadas de frente norte e frente sul), encontra-se também ele, e tal como ocorre nos depósitos até agora referidos, no topo de uma plataforma, cuja cota não ultrapassa os 300m (fig. 41). A plataforma na qual se situam ambas as frentes de exploração corresponde, litologicamente, a terrenos onde afloram granitóides e rochas metassedimentares.



Figura 40- Aspecto do depósito de Macieira de Sarnes.

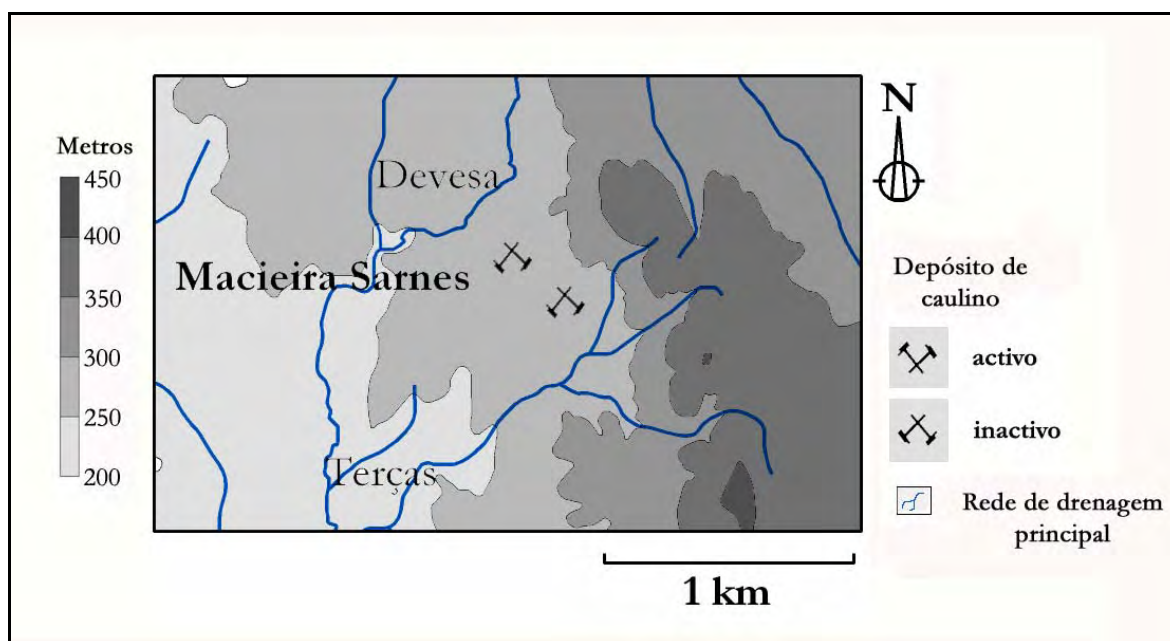


Figura 41- Mapa hipsométrico da área do depósito de Macieira de Sarnes, do Grupo do Bustelo.

Nas proximidades do depósito de Macieira de Sarnes (fig. 42), a leste deste, verifica-se uma variação de altitude substancial e abrupta, correspondente a uma escarpa de falha, cuja presença impõe ao relevo uma mudança radical.

Quer a exploração do Bustelo, quer a exploração de Macieira de Sarnes se localizam muito perto de relevos acentuados correspondentes às cristas quartzíticas do Arenigiano do domínio estrutural de Caldas de S. Jorge-Carvoeiro (Chaminé *et al.*, 2004; Teixeira *et al.*, 2005). No entanto, ao contrário do que ocorre no depósito do Bustelo que localiza a Oeste das cristas quartzíticas, o depósito de Macieira de Sarnes encontra-se numa depressão localizada entre os dois ramos de quartzito existentes na região.

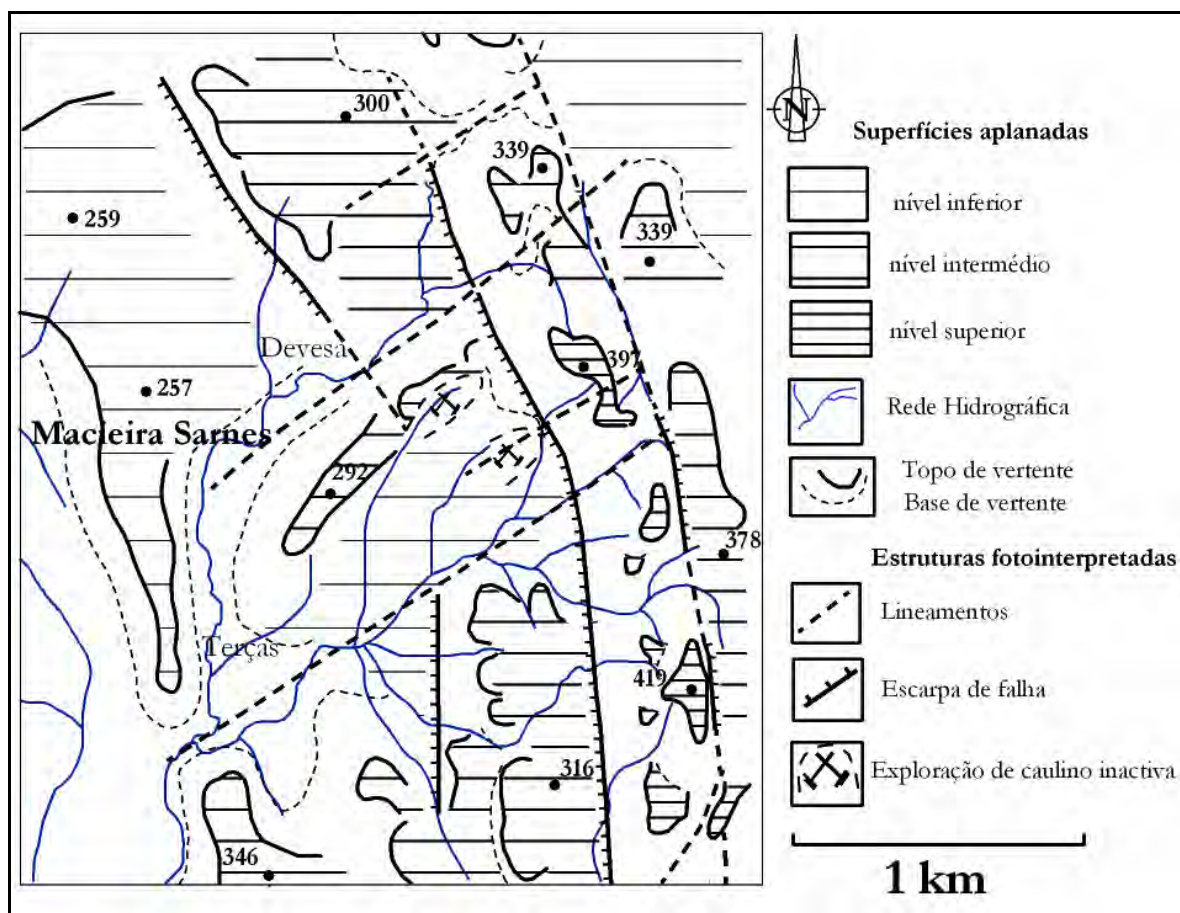


Figura 42- Esboço geomorfológico da área do depósito de Macieira de Sarnes, pertencente ao Grupo do Bustelo.

6.4.3. Litologia

Os depósitos deste grupo, encontram-se em terrenos constituídos por rochas graníticas, mais ou menos tectonizadas, com a ocorrência esporádica de corpos filonianos (fig.43 e 47), compostos principalmente por quartzo. Por vezes ocorre, de modo dissimulado, minerais de turmalina.



Figura 43- Aspecto de filão de quartzo, com orientação média N20°W, no depósito do Bustelo.

As características litológicas do local da concessão do Bustelo são em muito semelhantes às referidas anteriormente para a exploração de Macieira de Sarnes (fig. 45). Estamos perante um granito gnáissico, de duas micas e de grão grosseiro, também ele apresentando um alinhamento NW-SE.

A figura 44 ilustra um exemplo da complexidade do enquadramento geológico-estrutural da área da exploração de caulino de Bustelo (Oliveira de Azeméis).

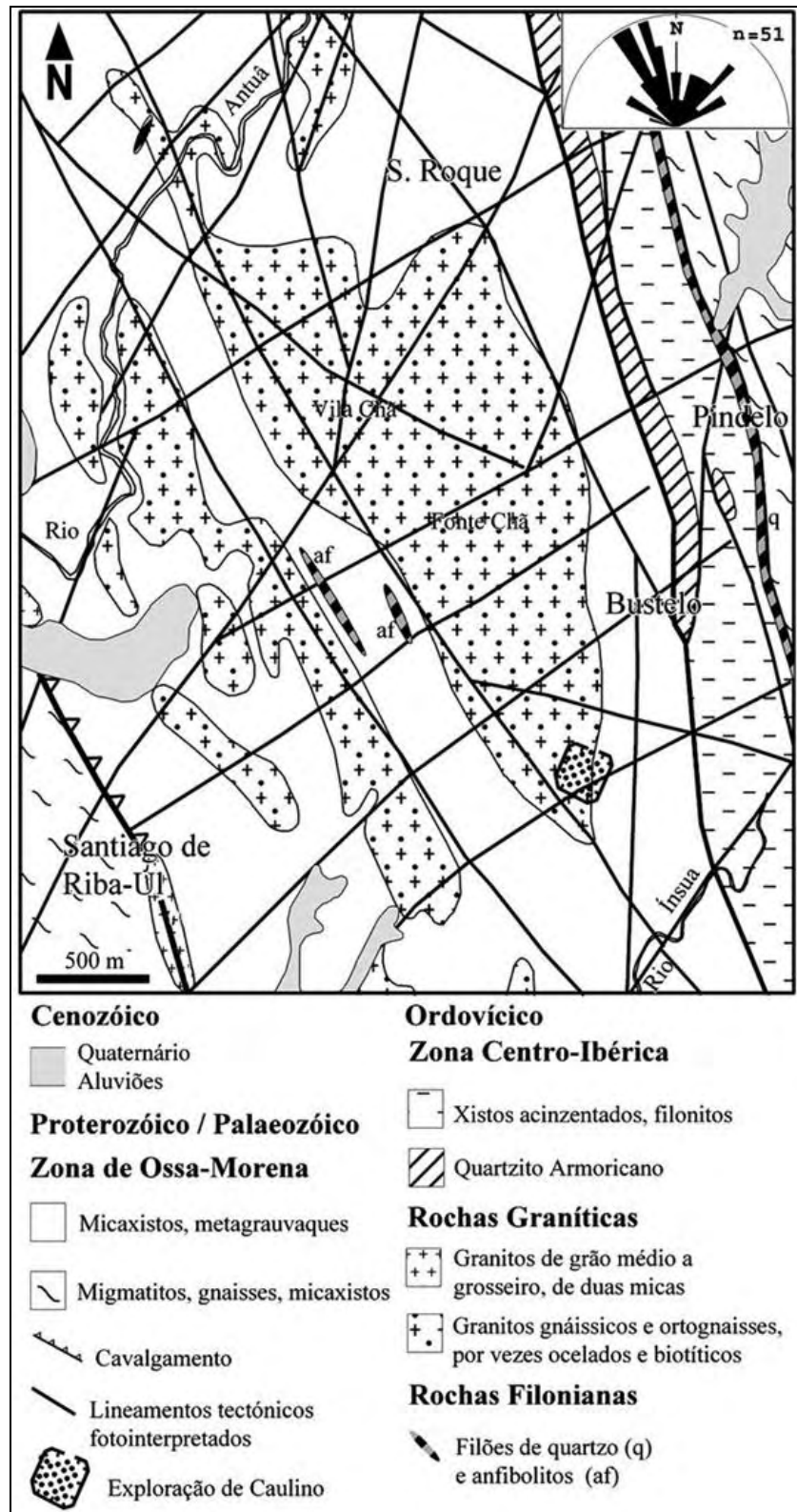


Figura 44- Enquadramento geológico local da área da exploração de caulino de Bustelo (base geológica reinterpretada de Chaminé, 2000). Diagrama de rosetas: n= 51 lineamentos tectónicos; segundo Coelho *et al.* (2006).

Após um reconhecimento de campo verificou-se que as litologias patentes na área são fundamentalmente de natureza ígnea, cuja disposição é coincidente com a direcção preferencial da rede de fracturação, NNW-SSE. Além disso, na área envolvente à exploração individualizam-se uma série de estruturas filonianas de natureza quartzosa e anfibolítica, que tal como o granito se encontram com uma orientação geral NNW-SSE. É de registar a proximidade da faixa de cisalhamento de Porto-Albergaria-a-Velha, com orientação NNW-SSE. Localmente é materializada (fig. 45) pelo contacto mecânico entre as litologias do domínio estrutural de Caldas de S. Jorge-Carvoeiro da ZCI (constituída litologicamente por quartzitos maciços, xistos ardosíferos e filitos; Chaminé *et al.*, 2004) e a Unidade de S. João-de-Ver da ZOM (micaxistos e metagrauvaques; Chaminé *et al.*, 2003a).

Considerando a exploração de Macieira de Sarnes a litologia aqui patente caracteriza-se por ser já de natureza gnáissica albitos-moscovítico e de grão grosseiro, em que ocorrem estruturas filonianas quartzíticas e aplito-pegmatíticas, com orientação média NE-SW. Constata-se que esta litologia surge com um alinhamento preferencial traduzido pela direcção aproximada de NW-SE, perpendicular às estruturas filonianas evidenciadas na área.

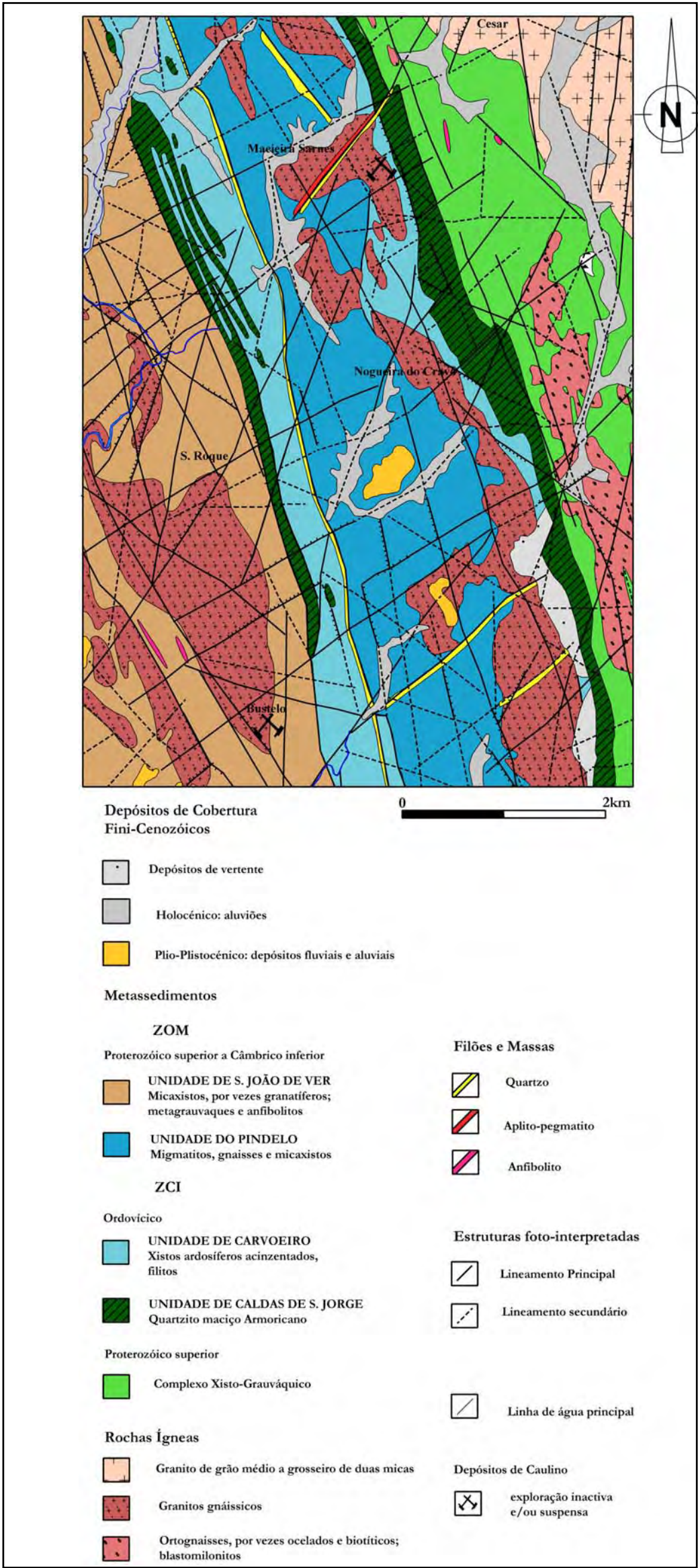


Figura 45- Esboço geológico da área do Grupo de Bustelo (base geológica adaptada de Pereira *et al.*, 1980; Barbosa, 1983-85; Chaminé, 2000).

6.4.4. Génese

Geneticamente, estes depósitos terão tido a mesma origem que o de S. Vicente de Pereira Jusã, isto é, processos hidrotermais e pneumatolíticos terão sido os principais responsáveis pela alteração das litologias inicialmente existentes, neste caso granitos gnáissicos.

Estes processos terão sido contundentes para a existência do material caulínítico nos depósitos do grupo do Bustelo, na medida em que o contexto estrutural regional, isto é, a presença de fracturação em elevada escala e de contornos intrincados (presença de nós tectónicos) facilitou a circulação e ascensão de fluidos promotores da alteração do granito gnaissico patente na área e catalisou a formação do caulino do Bustelo e de Macieira de Sarnes.

Torna-se altamente provável, tal como ocorre para o depósito de S. V. Pereira Jusã, que numa fase posterior ao início da alteração da litologia por acção de fluidos hidrotermais, fluidos meteóricos tenham assumido uma importância redundante no processo de alteração das referidas litologias, continuando o processo de alteração litológico iniciado pelos fluidos hidrotermais.

É possível comprovar, de uma forma consistente, a acção dos processos hidrotermais e pneumatolíticos através dos indícios patentes nas imediações do depósito, materializados por vestígios de turmalinização e greisenização (Souza- Brandão, 1914b; Gomes *et al.*, 1990).

6.4.5 Fracturação

Toda a área circunvizinha se encontra tectonizada, à semelhança da toda região circundante das concessões. Verificam-se várias direcções de fracturação, designadamente N45°W, N25°E e N70°E. Tal como no caso anterior de S. Vicente de Pereira Jusã, tais orientações são coincidentes com as orientações de fracturação e foliação regional relacionadas com a Orogenia Varisca.

Tal como foi referido anteriormente, foi realizado um levantamento das direcções preferenciais de fracturação que se apresentam nas imediações dos depósitos do Grupo do Bustelo.

Os dados respeitantes à fracturação da região foram tratados e projectados recorrendo ao programa “*StereoNet for Windows version 3.03*”, para realização de diagrama de rosetas (fig. 46 e 47).

Para o presente caso, a amostra de dados obtidos foi de 277 lineamentos. Pode observar-se que há duas direcções preferenciais, nomeadamente, NW-SE e as NNE-SSW, rodando depois para NE-SE

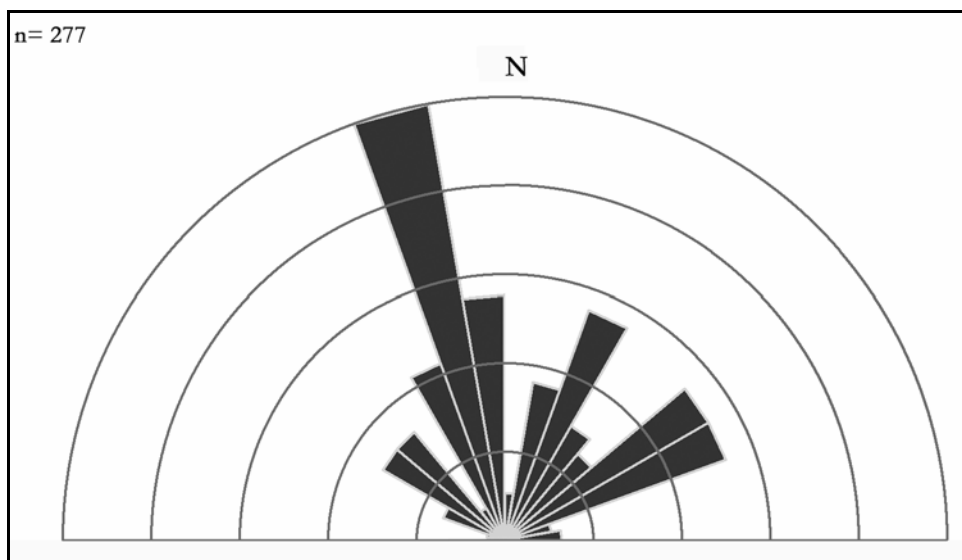


Figura 46- Diagrama de Rosetas representativo das direcções evidenciadas pela fracturação na região de Macieira de Sarnes e Bustelo.

Constata-se que as direcções preferenciais dos lineamentos regionais são as NNW-SSE, seguidas das direcções suas conjugadas, isto é, NE-SW, mas estas em muito menor distribuição.

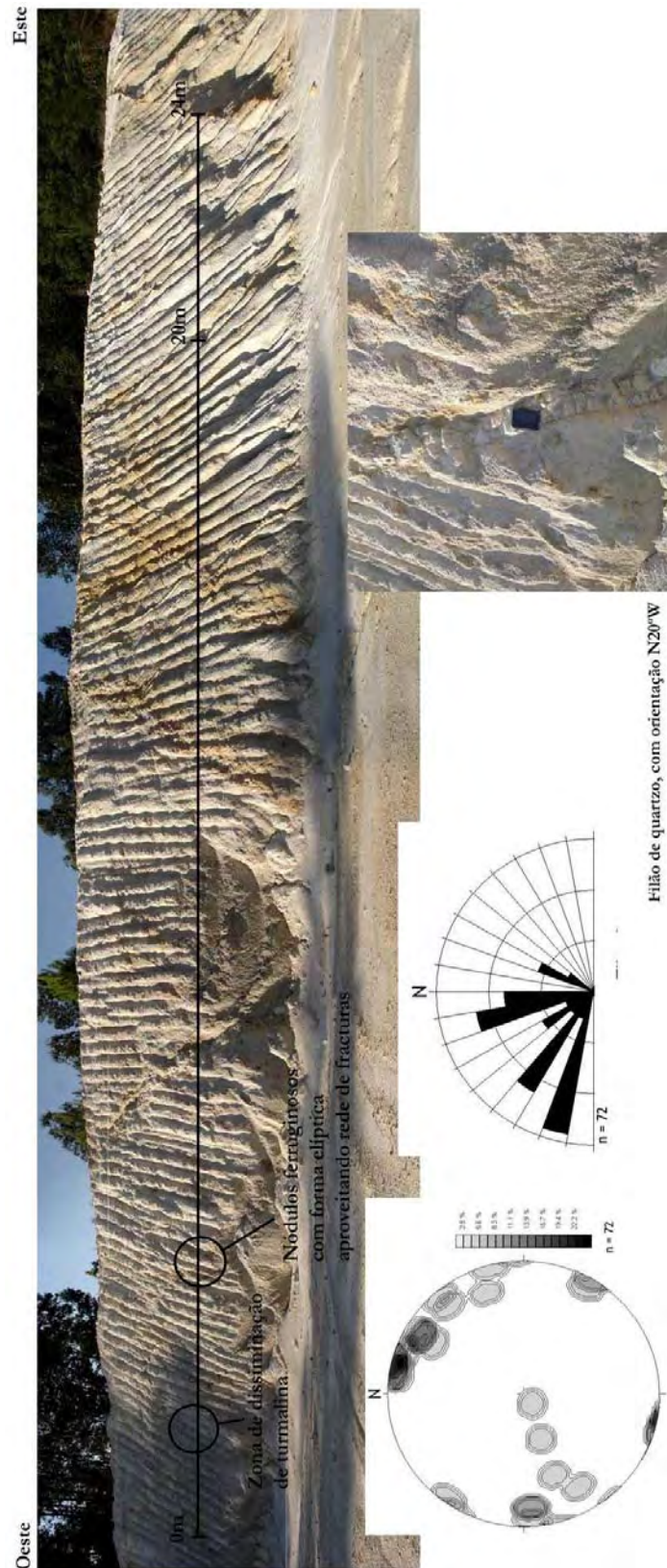


Figura 47- Painel estrutural de campo relativo ao depósito de Bustelo.

6.4.6. Síntese

Os depósitos do grupo do Bustelo encontram-se implantados numa plataforma cuja cota se situa entre os 200 e os 250 m. A topografia envolvente a ambos dos depósitos está intimamente relacionada pela presença das já referidas cristas de Quartzito Armoricano, que são as responsáveis por imprimirem na paisagem um relevo mais imponente, e que contactam por falha com os terrenos onde os depósitos se localizam. A rede hidrográfica e morfologia dos terrenos onde se encontram as frentes de exploração são dependentes de factores estruturais, já que a presença da fracturação imprime a sua presença concedendo orientações NE-SW e NW-SE nas linhas de água e na compartimentação do terreno. Estas orientações, são, respectivamente, as direcções principal e conjugada da denominada zona de cisalhamento Porto-Albergaria-a-Velha, as direcções predominantes da região.

Do ponto de vista litológico ambas as ocorrências situam-se em terrenos constituídos por granito gnáissico que evidencia uma orientação preferencial com direcção NW-SE, resultado da já mencionada acção da orogenia Varisca. Quando presentes, as estruturas filonianas instalam-se aproveitando a presença de fracturação; no entanto ao contrário do que seria de esperar, é de referir que na exploração do Bustelo, não se observam qualquer tipo de estrutura filoniana, sendo esta evidente somente no depósito de Macieira de Sarnes.

À semelhança de outros, estes depósitos apresentam evidências relacionadas com a sua origem: o facto de se verificar a presença de estruturas filonianas e litologias de natureza metamórfica nas proximidades dos depósitos é uma indicação de uma eventual origem hidrotermal para o caulino existente nestes depósitos. Saliente-se a importância posterior da acção das águas meteóricas na continuação do processo de alteração da litologia, com a consequente formação do caulino.

6.5. Grupo de Telheira

6.5.1. Localização

O depósito da Telheira encontra-se referenciado na folha 122 (Porto), da Carta Militar de Portugal, à escala 1/25 000, do Instituto Geográfico do Exército. Geologicamente encontra-se representado na folha 9-C do Porto da Carta Geológica de Portugal.

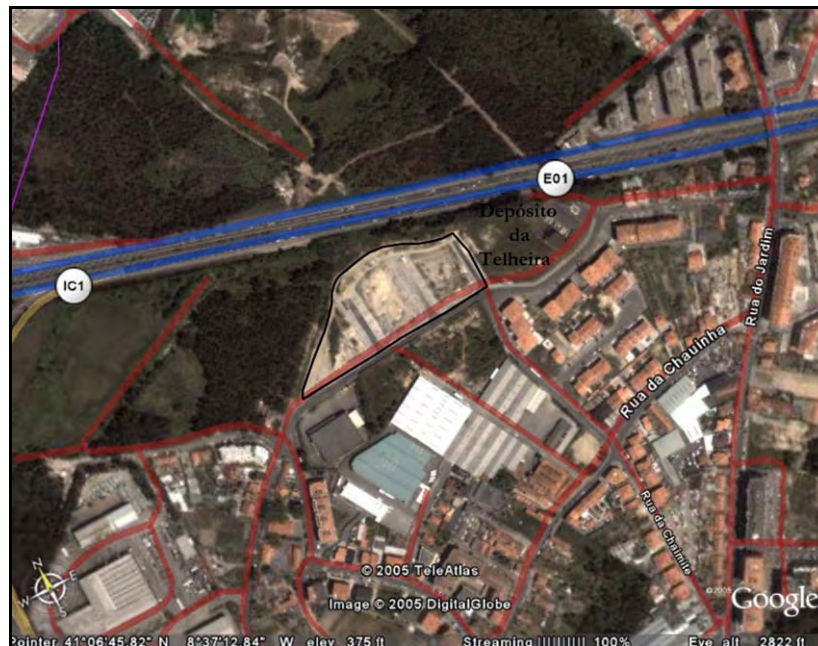


Figura 48- Localização do depósito da Telheira (extraído do site Google Earth: <http://earth.google.com>).

Este depósito localiza-se em plena cidade de Vila Nova de Gaia. Actualmente já não se encontra em actividade de exploração, mas durante um vasto período de tempo funcionou como a exploração que fornecia matéria-prima para a Empresa de Cerâmica do Fojo, localizada em Coimbrões (V. N. Gaia). Para aceder esta ocorrência pode recorrer-se a várias vias, sendo a mais rápida a utilização do IC1 e ir em direcção às Devesas (fig. 48).

6.5.2. Morfologia

Este depósito localiza-se numa zona aplanada, na orla Oeste do denominado *Relevo Marginal*, a qual não ultrapassa os 120m (fig. 49) . Como terreno de cobertura estão presentes depósitos considerados do Plio- plistocénico, de natureza continental, nomeadamente depósitos fluviais e aluviais. Na literatura de meados do século XX tais depósitos são considerados como sendo terraços de antigas praias (Ribeiro *et al.*, 1943b; Lapa, 1969); no

entanto, actualmente, estudos geomorfológicos consideram-nos sedimentação de origem continental e não marinha (Araújo, 1991). Esses mesmos estudos admitem a presença de uma separação, expressa em termos de cotas, imposta pela presença de falhas inversas, dos depósitos continentais dos depósitos marinhos: a presença de depósitos fluviais encontra-se patente a cotas compreendidas entre os 50m e os 130m, enquanto que os marinhos se encontram abaixo dos 40m (Araújo *et al.*, 2003).

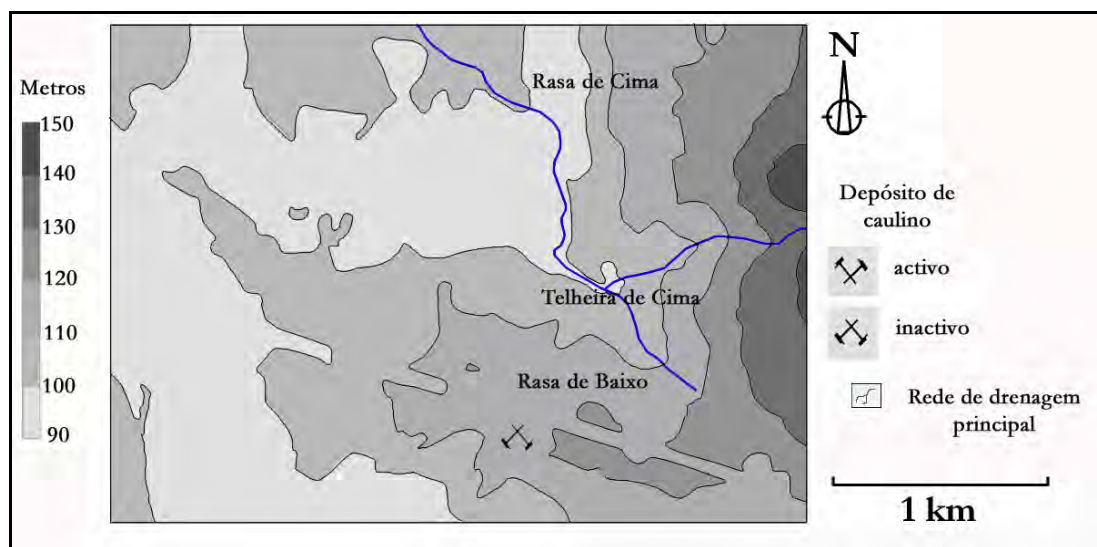


Figura 49- Mapa hipsométrico da Telheira.

É possível constatar que depósitos de natureza fluvial abundam na região circundante do depósito, servindo como terreno de cobertura de uma base composta por material granítico e metassedimentar. Morfologicamente, as estruturas de relevo mais imponentes e vigorosas correspondem a afloramentos de natureza granítica, em que o Monte da Virgem é um exemplo, o qual não ultrapassa os 260 metros (Carrington da Costa & Teixeira, 1957).

6.5.3. Litologia

Como já foi referido previamente, esta ocorrência encontra-se em terrenos do Pliocénico, em depósitos fluviais, localizados a cotas de 100m a 130m. Estes depósitos, com possança no local da exploração de Telheiras de cerca de 10m (Ribeiro *et al.*, 1943b), apresentam-se estratificados horizontalmente e são compostos por calhaus de quartzito, quartzo, granito e turmalinito; encontram-se depositados sobre uma superfície de abrasão,

muito regular, que evidencia um ligeiro pendor para SE, constituída por um granito altamente alterado (Ribeiro *et al.*, 1943b; Coteló Neiva, 1945; Lapa, 1969; Barbosa, 1983-85). Estes depósitos cobrem uma área relativamente vasta, onde se observam vários tipos de litologias, nomeadamente granito, micaxistos e migmatitos (fig. 50).

É aceite que a rocha-mãe do material caulínítico explorado no barreiro da Telheira seja o granito de Lavadores, granito porfiróide de grão grosseiro (Lapa, 1969; Canilho, 1975), apesar de haver referências (Coteló Neiva, 1945; Barbosa 1983-85) que mencionam o Granito do Porto como rocha primordial para a formação da ocorrência de caulino da Telheira. Esta discrepância de opiniões pode prender-se com dois factos podem provocar equívocos na classificação da rocha-mãe do depósito de Lavadores. Uma das causas seria o facto de que a rocha-mãe do caulino da Telheira se apresentar com tal grau de alteração que se tornaria impossível a sua identificação incontestável e absoluta como sendo granito de Lavadores ou do Porto, ou, por outro lado, pelo facto do granito de Lavadores apresentar uma mudança de fácies à medida que se progride para Este, isto é, do litoral para o interior os megacristais tipicamente associados a esta litologia tendem a surgir em menor número e a granulometria apresentar-se mais fina (Lapa, 1969); desta forma, a rocha-mãe mais provável do caulino existente na Telheira seria uma fácies mais fina do granito de Lavadores e não o granito do Porto. Além disso, cartograficamente pode confirmar-se que o chamado granito do Porto aflora a Norte e a Nordeste desta ocorrência, mas não nas proximidades da Telheira. É possível constatar que esta ocorrência se encontra praticamente no contacto entre o granito de Lavadores e a unidade geológica constituída por micaxistos e migmatitos da ZCI que se prolongam para Nordeste desta exploração.

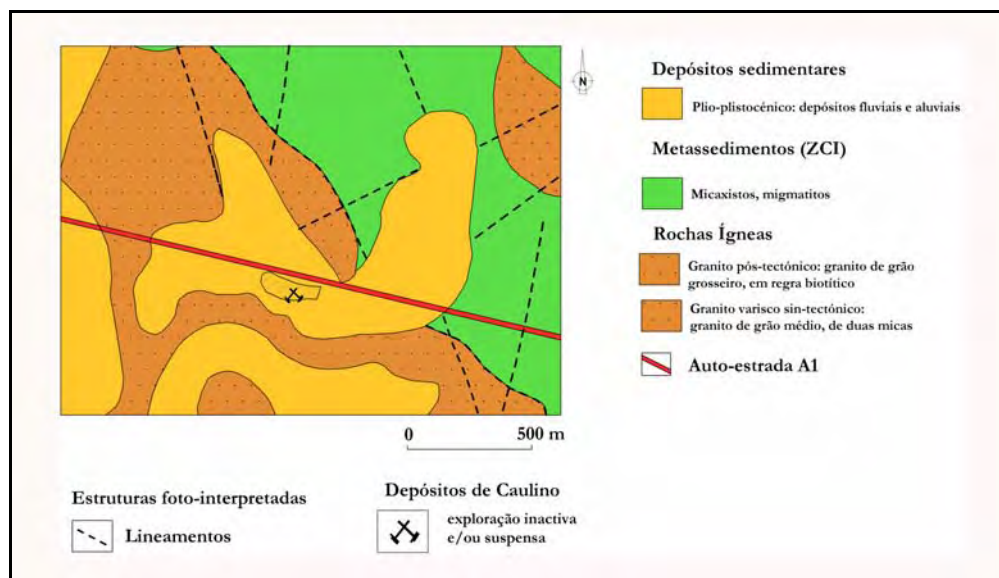


Figura 50– Esboço geológico da Telheira (base geológica adaptada e reinterpretada de Carrington da Costa & Teixeira, 1957; Lapa, 1969; Araújo *et al.*, 2003) .

Além destas litologias, regista-se a existência de várias litologias filonianas, nomeadamente filões aplíticos, pegmatíticos e turmaliníticos associadas quer ao granito de Lavadores quer às litologias migmatíticas. As litologias turmaliníticas foram alvo de um estudo por parte de Coteló Neiva (1945), que as classificou como microturmalinitos. Estas litologias apresentavam uma orientação N74°-80°SE e encontram-se, também elas cobertas pelos mesmos depósitos marinhos da Pliocénicos já mencionados. Seriam, segundo o mesmo autor, de origem hidrotermal, e os fluidos que os teriam originado deveriam apresentar temperaturas entre os 300° e os 500 °C.

6.5.4. Génese

Já aqui se mencionou a natureza da litologia que terá dado origem ao caulino existente na exploração da Telheira. O granito de Lavadores, *s.l.*, consiste num granito porfiróide, biotítico podendo patentear alguma moscovite, e megacristais de feldspato, de matriz de grão médio a grosseiro. No entanto, como se referiu anteriormente, será uma fácies mais fina e praticamente desprovida de fenocristais de feldspato, a que encontra na Telheira. Os processos genéticos responsáveis pela presença de caulino relacionam-se, fundamentalmente, com a circulação de fluidos de natureza hidrotermal, cuja origem remonta à instalação deste batólito. Crê-se que estes fluidos hidrotermais ao circularem promoveram a lixiviação de elementos químicos, e consequentemente, a alteração da rocha primordial. Tal como em

outras ocorrências portuguesas, também no caso da Telheira se considera que a acção inicial de fluidos hidrotermais terão potenciado a alteração do granitóide, sendo que posteriormente, a acção supergénica tenha, de igual modo, contribuído para a alteração litológica.

6.5.5. Fracturação

Os dados respeitantes à fracturação da região foram tratados e projectados recorrendo ao programa “*StereoNet for Windows version 3.03*”, para realização de diagrama de rosetas (fig. 51).

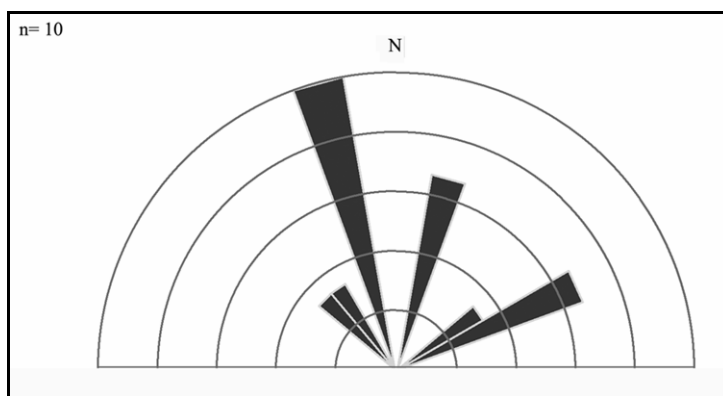


Figura 51- Diagrama de Rosetas representativo das direcções evidenciadas pela fracturação na região da Telheira.

Devido à dificuldade de acesso ao depósito em questão, os lineamentos apresentados são o resultado da foto-interpretação regional realizada no decurso dos trabalhos de gabinete; desta forma se explica o escasso número de lineamentos amostrados e projectados neste caso de estudo. Contudo, as direcções evidenciadas na projecção exibem, claramente, a orientação regional da faixa de cisalhamento de Porto-Albergaria-a-Velha, i.e. NNW-SSE, e as direcções NE-SW e ENE-WSW são também de destacar.

6.5.6. Síntese

O depósito da Telheira encontra-se localizado no seio de uma plataforma aplanada com cotas médias de cerca de 100m a 130m; nas imediações da exploração constata-se a presença de uma série de cursos de água, a maior parte deles condicionados pela fracturação com direcção NE-SW e E-W.

Esta ocorrência de caulino resulta da alteração do granito de Lavadores, por acção de fluidos que circularam ao longo da rede de fracturação perceptível na área. Os fluidos promotores desta alteração, terão sido, num primeiro estágio, fluidos de origem hidrotermal,

responsáveis pela alteração profunda e inicial da rocha granitóide primordial. Seguidamente aos fenómenos hidrotermais, iniciou-se a alteração promovida pela circulação de fluidos meteóricos. A introdução e consequente circulação de ambos os fluidos, hidrotermais e meteóricos, foi função da presença do complexo sistema estrutural materializado pela grande quantidade de fracturas, que terão de certa forma permitido e facilitado toda esta movimentação de fluidos.

6.6. Discussão conclusiva

No presente trabalho foram seleccionadas para estudo ocorrências de depósitos de caulino residuais, localizados próximas à faixa Atlântica da região a Sul do Porto (NW de Portugal), nomeadamente ao longo da faixa metamórfica de Porto–Albergaria-a-Velha, com vista à caracterização de cada um desses depósitos, nomeadamente no que diz respeito à gama de condicionantes geotectónicas e morfoestruturais fundamentais .

Essa análise foi realizada em várias etapas, desde a macroescala até uma escala local circunscrita ao local de exploração, e consistiu no estudo de características dos depósitos, nomeadamente: litologias primordiais e litologias circunvizinhas à exploração, presença de corpos filonianos nas imediações da exploração e a sua mineralogia, caracterização da rede de fracturação e a sua implicação na dispersão da rede hidrográfica e na geomorfologia da área na qual o depósito se encontra implantado, valores das cotas médias das estruturas geomorfológicas (quadro 4); um dos aspectos ao qual foi dada redobrada importância foi a presença de nós tectónicos, isto é, a convergência num determinado ponto de lineamentos tectónicos, que em regra, nos casos estudados coincidem com os locais de ocorrência de caulino.

Numa perspectiva local, verifica-se que geomorfológicamente há condicionantes fundamentais que estão intimamente relacionados com a presença de caulino; constata-se que todas as ocorrências estão localizadas em superfícies de aplanamento que nunca excedem os 300m de altitude. Dois dos grupos analisados, o da Telheira e o de S. Vicente de Pereira Jusã, encontram-se a altitudes que nunca ultrapassam os 130m; tal deve-se ao facto de ambos os grupos se encontrarem em plena plataforma litoral. O terceiro grupo, o do Bustelo, uma vez que já se encontra um pouco mais para o interior, em pleno “*Relevo Marginal*”, vai localizar-se de igual modo numa superfície de aplanamento, mas a cotas mais elevadas, em regra com 250m de altitude.

Ainda sob o ponto de vista geomorfológico, verifica-se que essas superfícies de aplanamento se encontram condicionadas por estruturas tectónicas regionais, nomeadamente por escarpas de falha que vão ser responsáveis pela variação abrupta dos valores de cota nas imediações das ocorrências em todos os grupos de depósitos considerados e por lineamentos que são, por sua vez os responsáveis pela dispersão da rede hidrográfica, que assume direcções NE-SW a NNW-SSE.

Quadro 4- Síntese das características geológicas e geomorfológicas das áreas em estudo.

Factores condicionantes para a alteração			S. Vicente de Pereira Jusã	Bustelo	Macieira de Sarnes	Telheira
Geologia	Litologia	primordial e/ou alterada	Granitóide gnáissico	Granito gnáissico	Granito gnáissico	Granito porfiróide de grão grosseiro
		circunvizinha ao depósito	Metassedimentos (gnaisses, micaxistos)	Gnaisses	Metassedimentos (migmatitos, gnaisses, micaxistos)	Metassedimentos (migmatitos, micaxistos)
	Corpos filonianos		Greisen	Quartzo, aplito-pegmatito	Quartzo, aplito-pegmatito, greisen	Turmalinito, aplito-pegmatito
	Fracturação	Direcções predominantes	N-S; NNW-SSE; NE-SW	NW-SE;NNW-SSE; N-S; E-W	NW-SE;NNW-SSE; N-S; E-W	NW-SE; NNW-SSE
		Favorabilidade à existência de nós tectónicos	sim	sim	sim	sim
	Contacto entre litologias		Litológico e tectónico	Litológico e tectónico	Litológico e tectónico	Litológico e tectónico
	Expressão do afloramento ígneo/metamórfico		Aflorante nas imediações do depósito	Aflorante nas imediações do depósito	Aflorante nas imediações do depósito	Aflorante nas imediações do depósito
	Tipo de depósito		Residual	Residual	Residual	Residual + Sedimentar
Morfologia	Altitude média		125m	257m	256m	117m
	Rede hidrográfica		Condiccionada pela fracturação (NE- SW; NNW-SSE)	Condiccionada pela fracturação (NNE- SSW; NNW- SSE)	Condiccionada pela fracturação (NE-SW)	
	Topografia		Topo de superfície aplanada próximo escarpa de falha, a leste, que condiciona a variação de cota nas imediações de ocorrência	Superfície aplanada na base de escarpa de falha que se desenvolve a oeste	Superfície aplanada muito degradada na base da escarpa de falha que se desenvolve a leste	Topo de superfície aplanada na proximidade de escarpa de falha, a leste, que condiciona a variação de cota

Litologicamente, vai haver uniformidade, já que em todas as ocorrências vão estar presentes, como eventuais rochas-mãe do material caulínico, corpos granitóides e pegmatóides, por vezes com características gnáissicas, que são intrusivos em terrenos de natureza metassedimentar. De facto, de uma forma mais evidente ou não, estas intrusões apresentam-se com uma forma e estiramento evidente causado por um controlo geotectónico, não só a nível local mas também a nível regional, que se traduz em direcções predominantemente NNW-SSE, NE-SW e ENE-WSW, naturalmente coincidentes com a rede de fracturação regional (fig. 32, 45, 50). Também concordantes com estas mesmas direcções são os corpos filonianos existentes mineralizados em quartzo, quartzo+turmalina (“greisen”) e aplito-pegmatitos.

O tipo de controlo tectónico referido anteriormente está directamente relacionado com intrusões de corpos granitóides à escala regional em contextos geológicos de zonas de cisalhamento. Estes contextos geotectónicos estão amplamente citados na bibliografia (e.g., Simpson *et al.*, 2001; Weinberg *et al.*, 2004) e podem ser visualizados esquematicamente na figura 52.

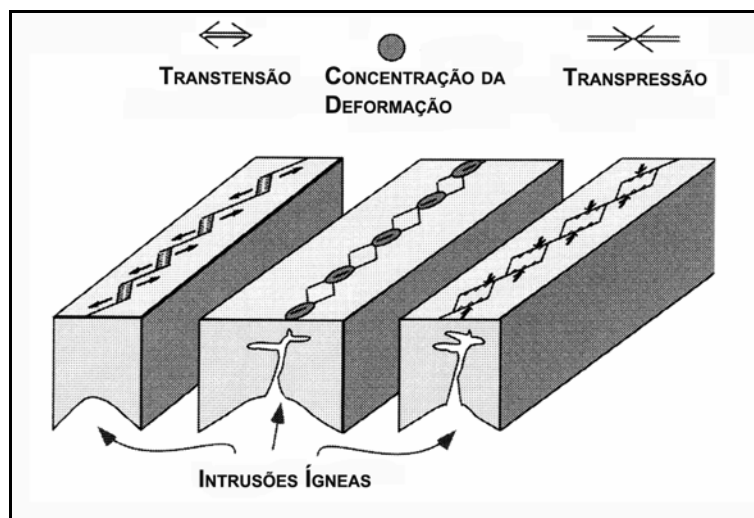


Figura 52- Representação esquemática da influência das zonas de cisalhamento na implantação de corpos intrusivos (adaptado de Simpson *et al.*, 2001).

Ao analisar todo o conjunto, e tendo em conta dados geológicos, tectónicos e geomorfológicos, pode inferir-se vários factores que condicionam a existência dos depósitos de caulino ao longo da faixa metamórfica de Porto-Albergaria-a-Velha. Considerando os factores geológico-estruturais e morfotectónicos, pode dizer-se que as ocorrências de caulino existentes ao longo da área em questão coincidem com os limites de corpos ígneos ou

metamórficos aflorantes e/ou sub-aflorantes, em áreas de contacto litológico e tectónico com rochas metassedimentares. Estes limites mais ou menos perceptíveis, distinguidos por serem locais de fraqueza e corredores preferenciais de deformação, coincidem com zonas onde a circulação de fluidos, sejam eles infiltração de fluidos meteóricos ou ascensão de fluidos hidrotermais, ocorre de modo preferencial; consequentemente, estes limites e/ou corredores de deformação coincidem com locais onde a alteração dos corpos aflorantes vai ser mais provável, que terá como consequência a génese do caulino.

Um outro dado referido anteriormente, é o facto de as plataformas onde as ocorrências de caulino se localizam se encontrarem fortemente afectadas por elementos tectónicos, nomeadamente falhas regionais (e.g., cavalgamentos de Lourosa e de Espinho; megaestruturas regionais associados à faixa de cisalhamento de Porto-Albergaria-a-Velha (*s.str.*); Chaminé, 2000) e escarpas de falha, que condicionam a topografia e a implantação da rede hidrográfica; além disso, promovem, também a ascensão e intrusão de massas ígneas, que tal como no ponto anterior vão funcionar como corredores preferenciais a movimentações e à circulação e ascensão de fluidos. Deve por último considerar-se a existência dos depósitos de caulino associados aos limites tectonizados de corpos sigmóidais, existentes a uma escala regional, num sistema do tipo *Riedel* comumente referido para a faixa de cisalhamento de Porto-Coimbra-Tomar por Gama Pereira (1987, 1998) e por Chaminé (2000) (fig. 53); neste caso, estas grandes estruturas, vão ser corredores, por excelência, da circulação de geofluidos que, consequentemente originarão a alteração das litologias primordiais ígneas ou metamórfica.

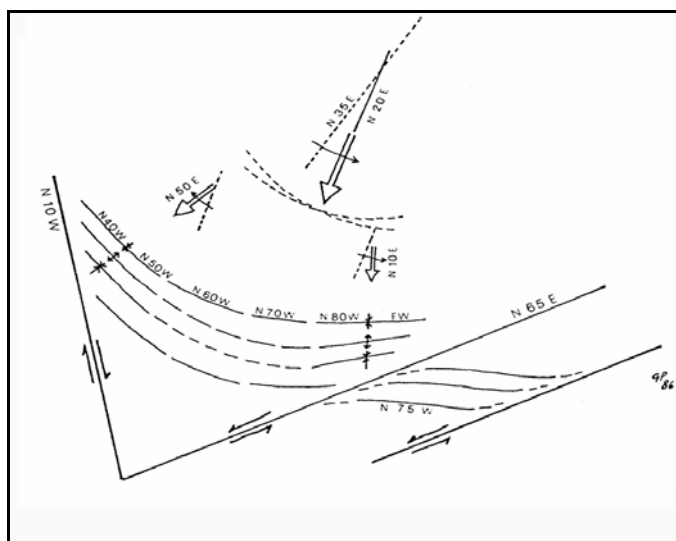


Figura 53- Esquema do sistema de fracturação tipo Riedel regional (segundo Gama Pereira, 1987).

A figura 54 representa uma tentativa dum esquema de síntese da relação espacial entre os corpos granitóides caulinizados, controlados tectonicamente, aflorantes e/ou sub-aflorantes ao longo de corredores de fracturação preferenciais associados a megaestruturas regionais da faixa de cisalhamento de Porto-Albergaria-a-Velha.

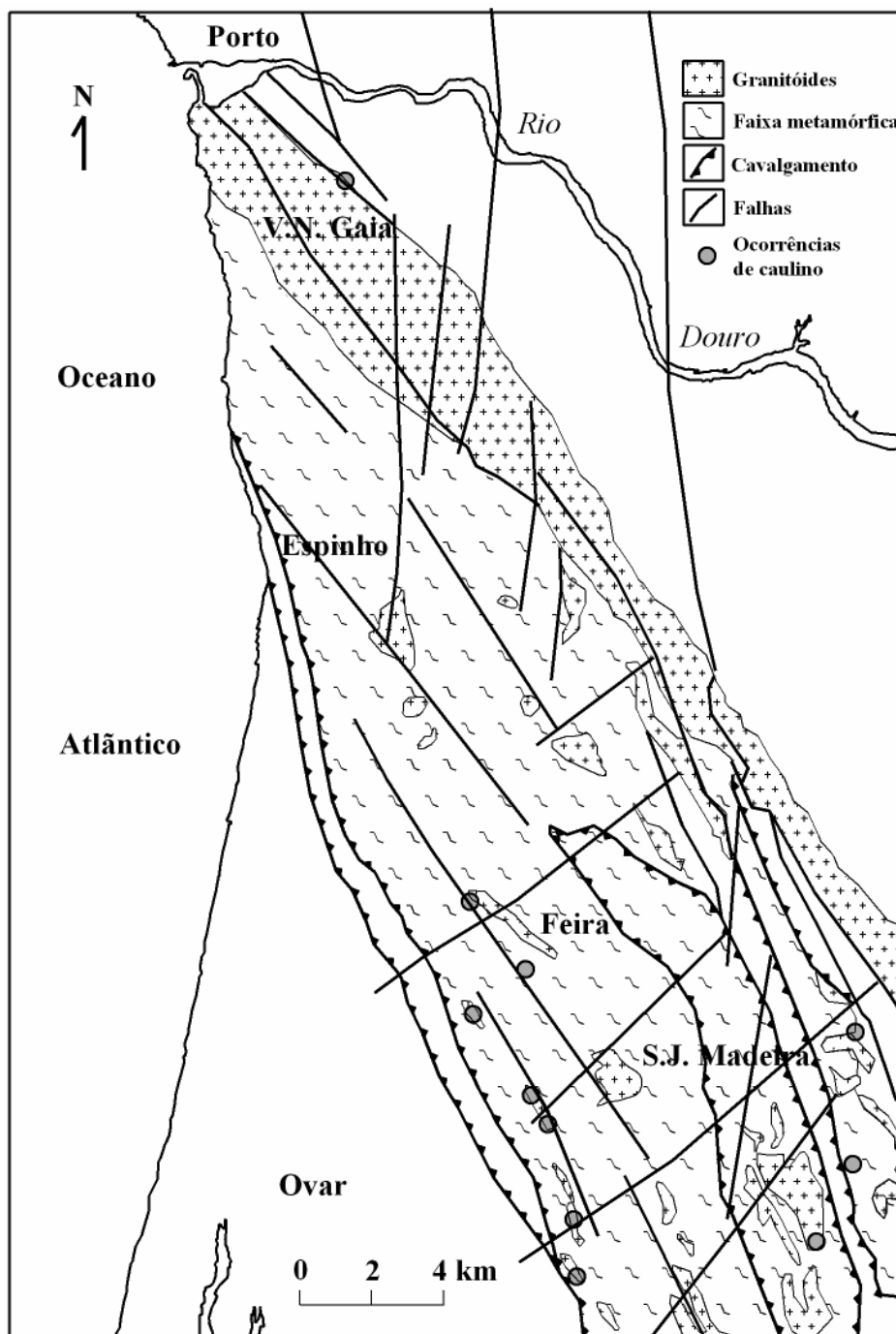


Figura 54- Esquema de síntese da relação espacial entre os corpos granitóides ao longo de faixas de cisalhamento no caso de estudo (base geológico-estrutural adaptada de Chaminé, 2000).

Conclusões

7. Conclusões

Os depósitos de caulino portugueses abordados neste trabalho distribuem-se ao longo de uma faixa no NW de Portugal detentora de características singulares e complexas, que está afectada por vários elementos geológico-estruturais e geomorfológicos que, de certo modo, catalizaram a evolução das litologias primordiais para que ocorresse a alteração e a consequente formação de materiais como o caulino.

A abordagem desta problemática implicou, neste estudo exploratório, uma análise aprofundada e integradora, recorrendo para isso a várias metodologias interdisciplinares, como são a geologia estrutural, a geomorfologia, a fotogeologia e as cartografias geológica e geomorfológica, que possibilitam esclarecer, na medida do possível, o tema em questão. Além disso foi integrado todo o conhecimento mineralógico e geoquímico sobre os depósitos em análise. Desta forma, realizaram-se estudos de natureza cartográfica estrutural e morfotectónica que permitiram enumerar uma série de factores dos quais está dependente a ocorrência de caulino. Todos os depósitos analisados se enquadram num contexto geotectónico e geomorfológico idêntico, ou seja, estão todos implantados a cotas máximas de 250m, em terrenos graníticos ou gnáissicos, nos quais são frequentes nós tectónicos e alinhamentos de bandas de fracturação profundas, com direcções predominantes, nomeadamente NNW-SSE, NE-SW e N-S.

Desta forma, pode afirmar-se que associação de todos estes factores promoveu a formação deste georrecurso, num estágio inicial por acção hidrotermal profunda e, numa fase posterior, através da alteração contínua originada pela acção de geofluidos de natureza meteórica.

Numa eventual abordagem futura a esta problemática sugere-se o refinamento de toda a cartografia apresentada neste trabalho, a escalas de pormenor e integração numa base SIG. Seria interessante cruzar toda a informação estrutural com o desenvolvimento de estudos de natureza mineralógica e geoquímica dos materiais caulíníticos e rochas encaixantes. Além disso, seria também de elevado interesse para o desenvolvimento dos conhecimentos desta temática, a aplicação de outras metodologias de estudo, nomeadamente a realização de pesquisas de natureza geofísica profunda com vista à aquisição de novos dados que pudessem confirmar as hipóteses aqui apresentadas e acrescentar novos dados e ideias relacionados com a localização geológica destes depósitos.

Referências Bibliográficas

8. Referências Bibliográficas

- Aguado, B. V., 1992. *Geología estructural de la zona de cisalla de Porto-Tomar en la región de Oliveira de Azeitões-Serra da Arada*. Universidad de Salamanca, (Tese de doutoramento), 254 pp.
- Aires-Barros, L., 1991. *Alteração e alterabilidade de rochas*. Instituto Nacional de Investigação Científica, Lisboa. 384 pp.
- Andeweg, B., 2002. *Cenozoic tectonic evolution of the Iberian Peninsula, the effects and causes of changing stress fields*. Vrije Universiteit, Amsterdam. (Unpublished PhD thesis), 178 pp.
- Andeweg, B., Vicente, G., Giner, J. & Muñoz Martín, A., 1999. Local stress fields and intraplate deformation of Iberia: variations in spatial and temporal interplay of regional stress sources. *Tectonophysics*, 305: 153-164.
- Araújo, M. A., 1991. *Evolução geomorfológica da plataforma litoral da região do Porto*. 534 pp., Vol. Anexos, 87 pp. Departamento de Geografia, Faculdade de Letras da Universidade do Porto. (Tese de doutoramento).
- Araújo, M. A., Gomes, A. A., Chaminé, H. I., Fonseca P. E., Gama Pereira, L. C. & Pinto de Jesus, A., 2003. Geomorfologia e geologia regional do sector de Porto-Espinho (W de Portugal): implicações morfoestruturais na cobertura sedimentar cenozóica. *Cadernos Lab. Xeol. Laxe*, A Coruña, 28: 79-105.
- Arthaud, F., & Matte, Ph., 1975. Les décrochements tardihercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géometrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. *Tectonophysics*, 25: 139-171.
- Barbosa, B., 1985. Origem e idade dos caulinos portugueses em granitos. *Boletim da Sociedade Geológica de Portugal*, 24: 101-105.
- Barker, A. J., 1990. *Introduction to metamorphic textures and microstructures*. 2nd Ed., Stanley Thornes (Publishers) Ltd. 264 pp.
- Beetsma, J. J., 1995. *The late Proterozoic/Paleozoic and Hercynian crustal evolution of the Iberian Massif, N Portugal, as traced by geochemistry and Sr-Nd-Pb isotope systematics of pre-Hercynian terrigenous sediments and Hercynian granitoids*, Vrije Universiteit, Amsterdam. (Tese de doutoramento). 223 pp.
- Bobos, I., Duplay, J. & Gomes, C., 1998. Alteration of muscovite to kaolinite and from this to halloysite-7Å. In: Gomes, C., Ed., *Proceedings 2nd Mediterranean Clay Meeting*, Aveiro, 2: 238-243.
- Bobos, I., Duplay, J. Rocha, J., Gomes, C., 2001. Kaolinite to halloysite-7Å transformation in the kaolin deposit of São Vicente de Pereira (Portugal). *Clays and clay minerals*, 49, 6: 596-607.
- Bobos, I., Gomes, C. & Velho, J., 1996a. Kaolinite to halloysite-7Å transition in the kaolin deposit of São Vicente de Pereira (Portugal). *Geociências*, Rev. Univ. Aveiro, 10, 1: 137-152.
- Bobos, I., Velho, J. & Miranda, A., 1996b. Greisenisation indices in the kaolin deposit of São Vicente de Pereira (Portugal). *Advances in clay minerals*, p.93.
- Bobos, I., Gomes, C., 1996. Kaolin deposit of São Vicente de Pereira (Portugal). *Geociências*, Rev. Univ. Aveiro, 10, 1: 167-178.

- Bobos, I., Gomes, C., 1998. Greisen and post-greisen alteration in the São Vicente de Pereira kaolinite deposit, Portugal. *Canad. Mineralog.*, 36: 1615-1624.
- Boulvais, P., Vallet, J.-M., Estéoule- Choux, J., Fourcade, S., Martineau, F., 2000. Origin of the kaolinization in Brittany (NW France) with emphasis on the deposits over granite : stable isotopes (O,H) constrains. *Chemical Geology*, 168: 211-223.
- Brady, B. H. G. & Brown, E. T., 2004. *Rock mechanics for underground mining*. 3rd edition, George Allen & Unwin, London, 527 pp.
- British Geological Survey, 2006. *Kaolin – Mineral Planning Factsheet*, 7pp.(<http://www.bgs.ac.uk/mineralsuk/home.html>)
- Brum Ferreira, A., 1978. *Planaltos e montanhas do Norte da Beira – estudo de geomorfologia*. Mem. Centro. Estud. Geogr., 4: 1-374. (Tese de doutoramento).
- Brum Ferreira, A., 1980. Surfaces d’aplanissement et tectonique récente dans le Nord de la Beira (Portugal). *Rev. Géol. dynam. Géogr. phys.*, 22, 1: 51-62.
- Brum Ferreira, A., 1991. Neotectonics in northern Portugal: a geomorphological approach. *Zeitschrift für Geomorphologie*, 82, 73-85.
- Borja, J. V.C., 2001. Análisis microestructural de caolinitas y génesis de caolinitas en el Macizo Ibérico. *Cadernos Lab. Xeol. Laxe*, A Coruña, 26: 11-99.
- Cabral, J. A. N., 1858. Relatório acerca das minas do Braçal, Palhal, Carvalhal e Pena, no distrito administrativo de Aveiro. *Bol. Minist. Obras Públic. Comérc. Ind.*, 12: 722-805.
- Cabral, J. 1995. Neotectónica de Portugal Continental. *Mem. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 31: 1-251.
- Caillère, S., Hénin, S., 1963. *Minéralogie des Argiles*. Masson et C^{ie}, Éditeurs.355pp.
- Canilho, M. H., 1975. Contribuição para o conhecimento do granito de Lavadores. *Bol. Soc. Geol. Portg.*, 19, 3: 173-193.
- Carrington da Costa, J., 1938. O Pôrto, Geografia-Geologia. In. *Nova Monografia do Porto*, p. 3-32. Porto.
- Carrington da Costa, J., & Teixeira, C., 1957. Carta Geológica de Portugal na escala de 1/50 000. Notícia Explicativa da Folha 9-C – Porto, *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa. 38 pp.
- Chaminé, H. I., 2000. *Estratigrafia e estrutura da faixa metamórfica de Espinho-Albergaria- -a-Velha (Zona de Ossa Morena): implicações geodinâmicas*. Universidade do Porto. 497 pp. (Tese de doutoramento).
- Chaminé, H. I. & Gaspar, A. F., 1995. Estudo da compartimentação de maciços rochosos pela técnica de amostragem linear: Aplicação a uma travessa da Mina de Carvão de Germunde. *Estudos, Notas e Trabalhos do Inst. Geol. Min.*, Porto, 37, pp. 97-111.
- Chaminé, H. I., Gama Pereira, L. C., Fonseca, P. E., Noronha, F. & Lemos de Sousa, M. J. 2003a. Tectonoestratigrafia da faixa de cisalhamento de Porto–Albergaria-a-Velha–Coimbra–Tomar, entre as Zonas Centro-Ibérica e de Ossa-Morena (Maciço Ibérico, W de Portugal). *Cadernos Lab. Xeol. Laxe*, A Coruña, 28: 37-78.
- Chaminé, H. I., Gama Pereira L. C., Fonseca P. E., Moço L. P., Fernandes J. P., Rocha F T., Flores D., Pinto de Jesus A., Gomes C., Soares de Andrade A. A. & Araújo, A., 2003b. Tectonostratigraphy of middle and upper Palaeozoic black shales from the

Porto–Tomar–Ferreira do Alentejo shear zone (W Portugal): new perspectives on the Iberian Massif. *Geobios*, 36 (6): 649-663.

- Chaminé, H. I., Gomes, A., Teixeira, J., Fonseca, P. E., Pinto de Jesus, A., Gama Pereira, L. C., Soares de Andrade, A. A., Araújo, M. A., Fernandes, J. P., Moço, L. P., Flores, D. & Rocha, F. T. 2004. Geologia, geomorfologia e estratigrafia dos domínios estruturais de Carvoeiro-Caldas de S. Jorge e de Arrancada do Vouga-Águeda (faixa de cisalhamento de Porto-Tomar, NW de Portugal): implicações paleogeográficas. *Cadernos Lab. Xeol. Laxe*, A Coruña, 29: 299-330.
- Chaminé, H. I.; Leterrier, J.; Fonseca, P. E.; Ribeiro, A. & Lemos de Sousa, M. J., 1998. Geocronologia U/Pb em zircões e monazites de rochas ortoderivadas do sector Espinho–Albergaria-a-Velha (Zona de Ossa Morena, NW de Portugal). In: Azerêdo, A. (coord.). Actas V Congresso Nacional de Geologia. *Commun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 84 (1): B115-B118.
- Chaminé, H. I.; Fonseca, P. E.; Pinto de Jesus, A.; Gama Pereira, L.C.; Fernandes, J.P.; Flores, D. Moço, L. P.; Dias de Castro, R.; Gomes, A.; Teixeira, J.; Araújo, M. A.; Soares de Andrade, A. A.; Gomes C. and Rocha, F. T., 2006. Tectonostratigraphic imbrications along strike-slip major shear zones: an example from the early Carboniferous of SW European Variscides (Ossa-Morena Zone, Portugal). (Theo Wong, Ed.) *Proceedings of the XVth International Congress on Carboniferous and Permian Stratigraphy*. Utrecht, 10-16 August 2003. Special Volume of the Royal Dutch Academy of Arts and Sciences, Amsterdam (in press).
- Chen, P. –Y., Lin, M.-L., Zheng, Z, 1997. On the origin of the name kaolin and the kaolin deposits of the Kauling and Dazhou areas, Kiangsi, China. *Applied Clay Science*, 12: 1-25.
- Cloetingh S., Burov E., Beekman F., Andeweg B., Andriessen P. A. M., Garcia-Castellanos D., Vicente G. and Vegas R. (2002) Lithospheric folding in Iberia. *Tectonics*, 21 (5): 5,1-5,25.
- Coelho A., Teixeira J., Chaminé H. I., Gomes A., Fonseca P.E., Rocha F.T., 2006. Controlo geotectónico e morfoestrutural dos depósitos de caulino ao longo da faixa metamórfica de Porto–Albergaria-a-Velha (NW de Portugal). In: *Resumos do 7º Congresso Nacional de Geologia*, Estremoz, Universidade de Évora. (in press), 2006.
- Cotelo Neiva, J. M., 1945. Microturmalinitos de Vila-Nova-de-Gaia. *Bol. Soc. Geol. Portg.*, 4,3: 189-194.
- Davis, G. H. & Reynolds, S. J., 1996. *Structural geology of rocks and regions*. 2th Ed., 776 pp. John Wiley & Sons. New York, N.Y.
- Davis, G.H., Bump, A.P., García, P.E. & Ahlgren, S.G., 2000. Conjugate Riedel deformation band shear zones. *Journal of Structural Geology*, 22, 2: 169-190.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J., 1992. *Minerais constituintes das rochas – uma introdução*. Fundação Calouste Gulbenkian. 727 pp.
- Delgado, J. F. N. 1905. Contribuição para o estudo dos terrenos paleozoicos. *Commun. Commiss. Serv. Geol. Portg.*, 6: 56-122.
- Delgado, J. F. N., 1908. Système Silurique du Portugal. Etude de Stratigraphie paléontologique, 245 pp. *Commission du Service Géologique du Portugal. Lisbonne*.

- Delgado, J. F. N. & Choffat, P., 1899. Carta Geológica de Portugal, escala 1/500.000. 3ª Ed, 2 Folhas. Direcção dos Trabalhos Geológicos. Delgado, J. F. N. 1905. Contribuição para o estudo dos terrenos paleozoicos. *Commun. Commiss. Serv. Geol. Portg.*, 6: 56-122.
- Delgado, J. F. N. & Choffat, P., 1901. La carte géologique du Portugal. *C.R. VIII Congr. géol. Internat.*, Paris, Fasc. 2, p.743-746.
- Dera, P., Prewitt, C.T., Japel, S., Bish, D.L., and Johnston, C.T., 2003. Pressurecontrolled polytypism in hydrous layered materials. *American Mineralogist*, 88:1428–1435.
- Dias, R. & Ribeiro, A., 1993. Porto-Tomar shear zone, a major structure since the beginning of the variscan orogeny. *Comun. Inst. Geol. Min.*, Lisboa, 79: 31-40.
- Dias, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simões, P. P. & Bertrand, J. M., 1998. U-Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos*, 45, 1/4: 349-369.
- Dinis da Gama, C., Arrais, C. & Santos, C., 1992. Dimensionamento racional de suportes em minas de carvão, Geotecnia, *Revista da Sociedade Portuguesa de Geotecnia*, Lisboa, 66, pp. 45-62.
- Ellis, R.J., Scott, P.W., 2004. Evaluation of hyperspectral remote sensing as a means of environmental monitoring in the St. Austell China clay (kaolin) region, Cornwall, UK. *Remote Sensing of Environment*, 93: 118-130.
- Espinha Marques, J., Chaminé, H. I., Fonseca, P. E., Gomes, A., Teixeira, J., Carvalho, J. M., Marques, J. M., Aires-Barros, L. & Sodrê Borges, F., 2004. Aplicação da técnica de amostragem linear para estudo da compartimentação do maciço rochoso do sistema termomineral de Caldas do Moledo (Peso da Régua): implicações para a rede de fracturação regional. *Geociências Rev. Univ. de Aveiro*, 16, pp. 53-60.
- Fernández, F. J.; Chaminé, H. I.; Fonseca, P. E.; Munhá, J. M.; Ribeiro, A.; Aller, J.; Fuertes-Fuentes, M. & Borges, F. S., 2003. HT-fabrics in a garnet-bearing quartzite from Western Portugal: geodynamic implications for the Iberian Variscan Belt. *Terra Nova*, 15, 2: 96-103.
- Ferreira, A.B., Santos, J.G., Penha, J.A., 1946. Notas sobre jazigos de caulino da Galiza e das Astúrias. *Estudos, notas e trabalhos do Fomento Mineiro*, II,1: 30-47.
- Frasco, A.F., 2005. *Mestres Pintores da Vista Alegre*. Edições Figueirinhas, Porto, 343pp. Porto, Figueirinhas, 2005-In-4º de 339-V págs
- Gama Pereira, L. C. 1987. *Tipologia e evolução da sutura entre a Zona Centro Ibérica e a Zona Ossa Morena no sector entre Alvaizere e Figueiró dos Vinhos (Portugal Central)*. Universidade de Coimbra. 331 pp. (Tese de doutoramento).
- Gama Pereira, L. C. 1998. A faixa de cisalhamento Porto–Tomar, no sector entre o Espinhal e Alvaizere (Portugal Central). In: Chaminé, H. I., Dias, A. G., Ribeiro, M. A. & Borges, F. S., Coords., 4ª *Conferência Anual GGET'98. Geologos*, Rev. Univ. Porto, 2: 23-27.
- Girão, A. A. (1922). *Bacia do Vouga: estudo geográfico*. Universidade de Coimbra. 190 pp. (Tese de Doutoramento).

- Gomes, A., Chaminé, H. I., Teixeira, J., Fonseca, P. E., Gama Pereira, L. C., Pinto de Jesus, A., Pérez Albertí, A., Araújo, M.A., Coelho, A., Soares de Andrade, A. & Rocha F. T. 2006. Late Cenozoic basin opening in relation to major strike-slip faulting along the Porto-Coimbra-Tomar fault zone (Northern Portugal). (Gary Nichols, Ed.) *International Association Sedimentologists Special Publications, Prof. Peter Friend Special Volume* (in press).
- Gomes, C., 2002. *Argilas: Aplicações na indústria*. Aveiro. 338pp.
- Gomes, C., 1988. *Argilas: o que são e para que servem*. Fundação Calouste Gulbenkian, Lisboa. 457 pp.
- Gomes, C., Velho, J. & Delgado, H., 1990. Kaolin deposits of Portugal. *Geociências*, 5: 75-89.
- Gonçalves, M. L. A. M., Carvalho, C. A. P., Vieira, A.J.B., 2003. Geração de modelo digital de terreno a partir de mapas digitais 3D: estudo de caso visando garantir o contexto geomorfológico com redução dos dados amostrais. *Bol. Ciênc. Geod.*, sec. Artigos, Curitiba, 9, 1: 105-119 pp.
- Grim, R.E., 1953. *Clay Mineralogy*. McGraw-Hill, London. 384pp.
- Grim, R.E., 1962. *Applied Clay Mineralogy*. McGraw-Hill, New York. 422pp.
- GSE - Geological Society Engineering Group Working Party Report, 1995. The description and classification of weathered rocks for engineering purposes. *Quarterly Journal of Engineering Geology*, Geological Society, 28 (3): 207-242.
- Handy, M.R., Mulch, A., Rosenau, M., Rosenberg, C.L., 2001. The role of zones and melts as agents of weakening, hardening and differentiation of the continental crust: a synthesis. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Magloughlin, J.F., Knipe, R.J. (eds), *The Nature and Tectonic Significance of Fault Zone Weakening*, p.305-332. Geological Society, London (Special Publication **186**).
- Iglésias, M. & Ribeiro, A., 1981a. Zones de cisaillement ductile dans l'arc ibéro-armoricain. *Comun. Serv. geol. Portg.*, 67, 1: 85-87.
- ISRM - International Society of Rock Mechanics, 1978. Suggested methods for the quantitative description of discontinuities in rock masses. *Int. Journ. Rock Mech. Min. Sci. & Geom. Abstr.*, 15 (6), pp. 319-368.
- ISRM - International Society of Rock Mechanics, 1981. Basic geotechnical description of rock masses, *Int. Journ. Rock Mech. Min. Sci. & Geom. Abstr.*, 18, pp. 85-110.
- Julivert, M., Fontboté, J. M., Ribeiro, A. & Conde, L. E. N., 1974. Mapa Tectónico de la Península Ibérica y Baleares, Escala 1:1000.000. *Memoria Explicativa*, 113 pp. Instituto Geológico y Minero de España. Madrid.
- Katz, Y., Weinberger, R., 2005. Strain localization in sandstone during embryonic stages of shear-zone evolution. *Terra Nova*, 17 (4), pp. 311- 316.
- Klein, C., Hurlburt, C.S., 1999. *Manual of Mineralogy (after Dana) 21st Revised Edition*. John Wiley & Sons, Inc. 681pp.
- Lapa, A. J. R., 1969. O caulino da Telheira (Vila Nova de Gaia). *Estudos Notas Trabalhos Serviço Fomento Mineiro*, Porto, 19 (1/2): 171-197.

- Lamas, L. N., 1989. Estudo da compartimentação de maciços rochosos por uma técnica de amostragem linear e dos blocos formados pelas discontinuidades: Aplicação a uma galeria do Alto Lindoso, *3º Congresso Nacional Geotecnia*, SPG, 3: C33-C44.
- Laws, S., Loew, S., Eberhardt, E., 2000. Structural make-up and geophysical properties of brittle fault zones in the Eastern Aar Massif, Switzerland In *Proceedings, International Conference on Geotechnical & Geological Engineering - GeoEng2000, Melbourne*. Technomic Publishing, Lancaster, Paper #UW0274, 6pp.
- Lorite, M.C., Huertos, E.G., Pendas, S.A., 1984. Contribucion al conocimiento de los depositos caoliniferos de Pontevedra. *Cadernos Lab. Xeol. Laxe*, 4: 203 pp.
- Lotze, F., 1945. Zur Gliederung der Varisziden der Iberischen Meseta. *Geotekt. Forsch.*, 6: 78-92. (Trad. J. M. Ríos, 1950. *Observaciones a respecto de la división de los variscides de la Meseta Ibérica Publicaciones Extranjeras sobre Geología de España*, Instituto Lucas Mallada, 5, 27: 149-166).
- Mapa Minero de España, 1988. *Memória del Mapa Minero de España, escala 1/1000000*, IGME, Direccion de Recursos Minerales. 120 pp.
- Martins, R. J., Moreira, P. N., Santos Pereira, C., Neto, E. P., Medeiros Pereira, A., Teixeira, J., Vieira, A., Chaminé, H. I., 2006. A tecnica de amostragem linear aplicada a estudos de compartimentação de maciços rochosos no Norte de Portugal. In Mineiro A. C., Gomes Correia A., Roque A. J., Lamas L. N., Bernardo P. M., Pereira M. & Caldeira L. M (eds.), *Proceedings do 10º Congresso Nacional de Geotecnia*, Geotecnia Multidisciplinar, 22-26 Maio de 2006, Sociedade Portuguesa de Geotecnia/ Universidade Nova de Lisboa, Volume 1 (Geologia/ Geotecnia), pp. 255-264.
- Matte, Ph., 1968. *La structure de la virgation bercynienne de Galice (Espagne)*. *Trav. Labor. Géol. Fac. Sci. Grenoble*, 44: 1-128. (Tese de doutoramento).
- Medeiros, A. C., Pilar, L. & Fernandes, A. P., 1964. Carta geológica de Portugal, na escala de 1/50 000. Notícia Explicativa da Folha 13-B – Castelo de Paiva, 61 pp. Serviços geológicos de Portugal. Lisboa.
- Mesquita, L. P., 1952. Contribuição para o estudo de parte da faixa metamórfica do litoral, a sul de Espinho. *Publ. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 3ª Sér., 63: 1-27.
- Meunier, A., 2005. *Clays*. Springer. 472pp.
- Millot, G., 1963. *Géologie des Argiles: altérations, sédimentology, géochimie*. Masson et Cie, Éditeurs. 499pp.
- Miranda, A. M. P.L., 1997. *Contribuição da alteração deutérica para a génese do depósito de caulino de S. Vicente de Pereira Jusã*. Universidade de Aveiro. 161pp. (Tese de Mestrado)
- Miranda, A., Velho, J. & Gomes, C., 1998. Contribution of fluid inclusions analysis to elucidate the effect of hydrothermal alteration in S. Vicente de Pereira kaolin deposit (Portugal). In: Gomes, C., Ed., *Proc. 2nd Mediterranean Clay Meeting*, Aveiro, 2: 371-374.
- Moreira, J. C. B., 1974. Substâncias minerais não metálicas do Distrito de Aveiro. Contribuição para o conhecimento das suas indústrias extractiva e transformadora. *Estudos Notas Trabalhos Serviço Fomento Mineiro*, Porto, 19 (1/2): 35-89.

- Noronha, F. & Leterrier, J., 2000. Complexo metamórfico da Foz do Douro (Porto): Geoquímica e geocronologia. *Revista Real Academia Galega Ciencias*, Santiago de Compostela, 19: 21-42.
- Oliveira, J. T., Pereira, E., Ramalho, M., Telles Antunes, M., Monteiro, J. H. [coords.], 1992. *Carta Geológica de Portugal, escala 1/500000, 5ª edição*. Serviços Geológicos de Portugal, Lisboa. (2 folhas).
- Olivet, J.-L., 1996. Cinématique de la plaque ibérique. *Bull. Centres Rech. Explor.-Prod. El Aquitaine*, 20, 1: 131-195.
- Parga, J. R., 1969. Sistemas de fracturas tardihercínicas del Macizo Hespérico. *Trab. Labor. geol. Lage*, 37: 3-15.
- Peacock, D. C. P., Harris, S. D. & Mauldon, M., 2003, Use of curved scanlines and boreholes to predict fracture frequencies, *J. Struct. Geol.*, 25, pp. 109-119.
- Pereira, E., Gonçalves, L. S. & Moreira, A., 1980. Carta Geológica de Portugal à escala de 1:50 000. Notícia Explicativa da Folha 13-D – Oliveira de Azeméis, *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa. 68 pp.
- Pereira, E., 1992. Carta Geológica de Portugal à escala de 1:200 000. Notícia Explicativa da Folha 1, *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa. 83 pp.
- Pereira, J. S., 1944. *Formações portuguesas com haloisite, caulinite ou montmorilonite*. Universidade do Porto. 124 pp. (Tese de doutoramento).
- Portugal Ferreira, M., 1982. A magmatic arc in the Iberian segment of the Hercynian chain: I - The Northwest-southeast lineament between Oporto (Portugal) and Zarza La Mayor (Spain). *Mem. Not., Coimbra*, 94: 31-50.
- Portugal Ferreira, M., 1983. O alinhamento das rochas filonianas intra-orogénicas, hercínicas, entre o Porto (Portugal) e Zarza La Mayor (Espanha). *In: VIII Reunião sobre a Geologia do Oeste Peninsular*.
- Priest, S. D. e Hudson, J. A., 1981, Estimation of discontinuity spacing and trace length using scanline surveys, *Int. J. Rock Mech. Min. Sci. & Geom. Abstr.*, 18, pp. 183-197.
- Psyrillos, A., Manning, D.A.C., Burley, S.D., 1998. Geochemical constrains on kaolinization in the St. Austell Granite, Cornwall, England. *Journal of the Geological Society of London*, 155: 829-840.
- Ramsay, J. G. & Huber, M. I., 1997. *The techniques of modern structural geology, Vol 2: Folds and Fractures*, 700 pp. Academic Press Limited. London.
- Ribeiro, A., 1974. Contribution à l'étude tectonique de Trás-os-Montes Oriental. *Mem. Serv. Geol. Portg.*, N.S., 24, 168 pp.
- Ribeiro, A., 1979a. Place dans le cadre Européen. In: Ribeiro, A., Telles Antunes, M., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Almeida, F. M., Carvalho, D. & Monteiro, J. H., Eds, *Introduction à la géologie générale du Portugal*, p. 3-7. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.
- Ribeiro, A., 1979b. Cadre structural et géotectonique. In: Ribeiro, A., Telles Antunes, M., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Almeida, F. M., Carvalho, D. & Monteiro, J. H., Eds, *Introduction à la géologie générale du Portugal*, p.8-31. Serviços Geológicos de Portugal. Lisboa.

- Ribeiro, A., 1979c. Essai de reconstitution paléogéographique par cycles orogéniques. Le cycle Hercynien. In: Ribeiro, A., Telles Antunes, M., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Almeida, F. M., Carvalho, D. & Monteiro, J. H., Eds, Introduction à la géologie générale du Portugal, p.31-45. *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa.
- Ribeiro, A., 1988. A tectónica Alpina em Portugal. *Geonovas*, Lisboa, 10: 9-11.
- Ribeiro, A., 2002. *Soft plate and impact tectonics*. Springer-Verlag, Berlin, Heidelberg. 324 pp.
- Ribeiro, A., Pereira, E., Chaminé, H. I. & Rodrigues, J., 1995b. Tectónica do megadomínio de cisalhamento entre a Zona de Ossa-Morena e a Zona Centro-Ibérica na região de Porto-Lousã. In: Sodrê Borges, F. & Marques, M., Coords, IV Congresso Nacional de Geologia, Porto 1995, Resumos Alargados. *Mem. Mus. Labor. miner. geol. Fac. Ciênc. Univ. Porto*, 4: 299-303.
- Ribeiro, A., Pereira, E. & Severo Gonçalves, L., 1980. Análise da deformação da zona de cisalhamento Porto-Tomar na transversal de Oliveira de Azeméis. *Comun. Serv. Geol. Portg.*, 66: 3-9.
- Ribeiro, A., Quesada, C. & Dallmeyer, R.D., 1990a. *Geodynamic evolution of the Iberian Massif*. In: *Pre-Mesozoic Geology of Iberia* (Eds. R.D. Dallmeyer and E. Martínez-García). Springer Verlag, 397-410.
- Ribeiro, A., Kullberg, M.C., Kullberg, J. C., Manuppella, G. & Phipps, S., 1990b. A review of Alpine tectonics in Portugal: foreland detachment in basement and cover rocks. *Tectonophysics*, 184, 357-366.
- Ribeiro, C., 1860. Memória sobre o grande filão metallífero que passa ao nascente d'Albergaria a Velha e Oliveira d'Azemeis. *Mem. Acad. Real Ciênc.*, N.S., 2, II: 5-105.
- Ribeiro, C., 1870. Breve notícia acerca da constituição physica e geológica da parte de Portugal comprehendida entre os valles do Tejo e do Douro. *J. Sci. Math. Phys. Natur.*, 2, 7/8: 243-261.
- Ribeiro, O., Almeida, J. P. & Patrício, A., 1943a. Nota preliminar sobre a morfologia do maciço da Gralheira. *Bol. Soc. geol. Portg.*, 3, 1/2: 81-85.
- Ribeiro, O., Coteló Neiva, J. & Teixeira, C., 1943b. Depósitos e níveis pliocénicos e quaternários dos arredores do Pôrto (Nota preliminar). *Bol. Soc.geol. Portg.*, 3, 1/2: 95-101.
- Rocha, F. T., 1993. *Argilas aplicadas a estudos litoestratigráficos e paleoambientais na Bacia Sedimentar de Aveiro*. Universidade de Aveiro. 398 pp. (Tese de doutoramento).
- Rochette Cordeiro, A. M., 1992a. Alvéolos graníticos do Centro-Norte de Portugal: génese e tipologia. In: *Actas do VI Colóquio Ibérico de Geografia*, Publicações da Universidade do Porto, 2: 689-697.
- Rochette Cordeiro, A. M., 1992b. O peso do factor estrutural no desenvolvimento do relevo granítico ligado à erosão diferencial (o exemplo dos alvéolos do Centro-Norte de Portugal). In: *Actas do VI Colóquio Ibérico de Geografia*, Publicações da Universidade do Porto, 2: 699-706.
- Rodríguez, L.A.D., Torrecillas, R., 2002. Arcillas cerámicas: una revisión de sus distintos tipos, significados y aplicaciones. *Bol. Soc. Esp. Cerám. Vidrio*, 41, 5: 459-470.

- Rutter, E.H., Holdsworth, R.E., Knipe, R.J., 2001. The nature and tectonic significance of fault zone weakening: an introduction. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Magloughlin, J.F., Knipe, R.J. (eds), *The Nature and Tectonic Significance of Fault Zone Weakening*, p.1-11. Geological Society, London (Special Publication **186**).
- Sampaio, A.C., 1969. Os caulinos da Senhora da Hora. *Bol. Minas*, Lisboa, 6, 3: 147-162.
- Santos Pereira, C., Chaminé, H. I., Vieira, A. R., Teixeira, J., Gomes, A., Fonseca, P. E., 2005. Geologia estrutural e geotecnia do maciço granítico do Alto da Cabeça Santa (NW de Portugal): implicações para a gestão do georrecurso da pedreira da Mimosa. *Cadernos Lab. Xeol. Laxe*, 30: 39-56.
- Serrano Pinto, M., Casquet, C., Ibarrola, E., Corretgé, L.G. & Ferreira, M. P., 1987. Síntese geocronológica dos granitóides do Maciço Hespérico. In: Bea, F., Carnicero, A., Gonzalo, J. C., López Plaza, M. & Rodríguez Alonso, M. D., Eds, *Geología de los granitoides y rocas asociadas del Macizo Hesperico, Libro de Homenaje a L. C. García de Figuerola*, p. 69-86. Editorial Rueda. Madrid.
- Severo Gonçalves, L., 1974. *Geologie und petrologie des gebietes von Oliveira de Azeméis und Albergaria-a-Velha (Portugal)*, 261 pp. Inaugural-Dissertation zur Erlangung der Doktorwürde. Freien Universität Berlin. (Tese de doutoramento).
- Sharpe, D., 1834. On the strata in the immediate neighbourhood of Lisbon and Oporto. *Proc. Roy. Soc. London*. 1(1826-1833): 394-396.
- Sharpe, D. 1849. On the geology of the neighbourhood of Oporto, including the Silurian coal and slates of Vallongo. *Quart. Journ. Geol. Soc. London Proceedings*, 5: 142-153.
- Simpson, C., Whitemeyer, S. J., De Paor, D. G., Gromet, L. P., Miro, R., Krol, M., Short, H., 2001. Sequential ductile brittle reactivation of major fault zones along the accretionary margin of Gondwana in Central Argentina. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Magloughlin, J.F., Knipe, R.J. (eds), *The Nature and Tectonic Significance of Fault Zone Weakening*, p.233-255. Geological Society, London (Special Publication **186**).
- Soares de Carvalho, G., 1944. Algumas considerações sobre os aspectos petrográficos da região de Oliveira de Azeméis. *Mem. Not., Coimbra*, 12, 1: 3-31.
- Soares de Carvalho, G., 1945a. Contribuição para o estudo das rochas com anfíbolos de Portugal. *Mem. Not., Coimbra*, 16: 11-22.
- Soares de Carvalho, G., 1945b. Observações para a interpretação da tectónica da região de Oliveira de Azeméis (distrito de Aveiro). *Mem. Not., Coimbra*, 16: 23-42.
- Soares de Carvalho, G., 1946a. Subsídios para o estudo das formações geológicas do Distrito de Aveiro. Considerações sobre alguns estudos de geólogos portugueses relativos à região de Oliveira de Azeméis (Distrito de Aveiro). *Arq. Distr. Aveiro*, 12: 5-14.
- Soares de Carvalho, G., 1946b. Subsídios para o estudo das formações geológicas do Distrito de Aveiro. Depósitos de sopé no Concelho de Oliveira de Azeméis. *Arq. Distr. Aveiro*, 15: 5-10.
- Soares de Carvalho, G., 1946c. Considerações sobre dois perfis geológicos da região de Oliveira de Azeméis. *Arq. Distr., Aveiro*, 46: 5-14.

- Soares de Carvalho, G., 1946d. Subsídios para o estudo das formações geológicas do Distrito de Aveiro. O Alto da Pedra aguda e uma memória de Carlos Ribeiro. *Mem. Not., Coimbra*, 15, 1: 5-15.
- Souza-Brandão, V., 1914a. As barreiras (ou depósitos de kaolino) dos concelhos da Feira e Ovar. *Rev. Chim. Pura Appl.*, 10: 113-115.
- Souza-Brandão, V., 1914b. A faixa ocidental das phyllites porphyroblásticas do precâmbrico do distrito de Aveiro. *Comun. Comiss. Serv. Geol. Portg.*, 10: 78-143.
- Teixeira, C., 1955a. *Notas sobre Geologia de Portugal. O complexo xisto-grauvácico ante-ordoviciano*, 50 pp. Lisboa.
- Teixeira, C., 1955b. *Notas sobre Geologia de Portugal. O sistema Silúrico*, 105 pp. Lisboa.
- Teixeira, C., 1955c. Novos elementos para o conhecimento do Silúrico português. *Comun. Serv. geol. Portg.*, 36: 1-8.
- Teixeira, C., Assunção, C. T., 1963. Carta Geológica de Portugal à de escala 1:50 000. Notícia Explicativa da Folha 13-C – Ovar, *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa. 18 pp.
- Teixeira, C., Perdigão, J., Assunção, C. T., 1962. Carta Geológica de Portugal à escala de 1:50 000. Notícia Explicativa da Folha 13-A – Espinho, *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa. 28 pp.
- Teixeira, C., Zbyszewski, G., 1976. Carta Geológica de Portugal à escala de 1:50 000. Notícia Explicativa da Folha 16-A – Aveiro, *Serviços Geológicos de Portugal*. Lisboa. 39 pp.
- Teixeira, C., 1981. Geologia de Portugal, Vol.I - Precâmbrico, Paleozóico, 629 pp. Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa.
- Teixeira, J.; Gomes, A.; Chaminé, H.I.; Fonseca, P. E.; Gama Pereira, L. C.; Pinto de Jesus, A.; Araújo, M.A.; Coelho, A.; Soares de Andrade, A. & F.T. Rocha, 2005. Geomorfologia e morfotectónica dos relevos quartzíticos do megadomínio estrutural de Caldas de S. Jorge–Carvoeiro–Águeda (NW de Portugal), Resumos do 2º Congresso Nacional de Geomorfologia, Geomorfologia: Ciência e Sociedade, Universidade de Coimbra pp. 62.
- Telles Antunes, M., Ferreira, M.P., Rocha, R.B., Soares, A.F. & Zbyszewski, G., 1979. Essai de reconstitution paléogéographique par cycles orogéniques: Le cycle Alpin. In: Ribeiro, A., Antunes, M. T., Ferreira, M. P., Rocha, R. B., Soares, A. F., Zbyszewski, G., Almeida, F. M., Carvalho, D. & Monteiro, J. H., Eds, *Introduction à la géologie générale du Portugal*, *Serviços Geológicos de Portugal*, Lisboa, p. 45-89.
- Vegas, R. & Banda, E., 1982. Tectonic framework and Alpine evolution of the Iberian Peninsula. *Earth Evolut. Sci.*, 4: 320-343.
- Velho, J., 2005. *Mineralogia Industrial: Princípios e Aplicações*. LIDEL - Edições Técnicas, Lda.. 606pp.
- Velho, J., Gomes, C., Romariz, C., 1998. *Minerais Industriais: geologia, propriedades, tratamentos, aplicações, especificações, produções e mercados*. Aveiro. 591pp.
- Warr, L.N., Cox, S., 2001. Clay mineral transformations and weakening mechanisms along the Alpine Fault, New Zealand. In: Holdsworth, R.E., Strachan, R.A., Magloughlin, J.F., Knipe, R.J. (eds), *The Nature and Tectonic Significance of Fault Zone Weakening*, p.85-101. Geological Society, London (Special Publication **186**).

- Weinberg, R. F., Sial, A. N., Mariano, G., 2004. Close spatial relationship between plutons and shear zones. *Geology*, 32, 5: 377-380.
- Wilson, I.R., 2004. Kaolin and halloysite deposits of China. *Clay Minerals*, 39: 1-15.
- Vrolijk, P., van der Pluijm, B.A., 1999. Clay Gouge. *J. Strat. Geology*, 31: 1039-1048.
- Wong, T.-f., 2005. Metamorphic Dehydration and Fluid Transport: Laboratory Constraints and Hydrologic Modeling. Online: www.nsf-margins.org/margins/PDF/Wong.pdf, 17 Outubro 2005.